

Ю. П. КОЖЕВНИКОВ, Н. К. ЖЕЛЕЗНОВ-ЧУКОТСКИЙ

БЕРИНГИЯ:

ИСТОРИЯ

И ЭВОЛЮЦИЯ



РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
ДАЛЬНЕВОСТОЧНОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
Тихоокеанский институт географии
Чукотский отдел природопользования Северо-Востока
Природно-этнический парк "Берингия"

Ю.П. КОЖЕВНИКОВ,
Н.К. ЖЕЛЕЗНОВ-ЧУКОТСКИЙ

БЕРИНГИЯ: ИСТОРИЯ И ЭВОЛЮЦИЯ



МОСКВА "НАУКА" 1995

ББК 26.323
К58
УДК 551.8.87(571.5+987)

Ответственный редактор
академик Г.Б. ЕЛЯКОВ

Рецензенты:
академик РТА В.Н. АДАМЕНКО, чл.-корр. РАН Г.И. ХУДЯКОВ

Кожевников Ю.П., Железнов-Чукотский Н.К.

К58 Берингия: история и эволюция. – М.: Наука, 1995. – 383 с.
ISBN 5-02-003911-X

Излагаются представления о Берингии, от ее появления в карбоне до последнего погружения в плейстоцене. Кратко охарактеризована палеогеографическая обстановка в меловом периоде, палеогене, неогене (особенно в плиоцене). Наибольшее внимание уделено плейстоцену. Обсуждаются причины и масштаб оледенений и трансгрессий, обстановка на мосту суши и в приберингийских районах, особенности межконтинентальных миграций животных и растений. Показана противоречивость выводов по многим вопросам палеогеографии Берингии и высказаны сомнения по некоторым концепциям (например, о берингийских тундростепях, берингийском лесном рефугиуме и др.). Затронута проблема существования Североатлантического моста суши в плейстоцене аналогично Берингийскому мосту.

Для палео- и биогеографов, геоморфологов, климатологов, экологов:
Табл. 21. Ил. 89. Библиогр.: 1810 назв.

К 1805040200-199
042(02)-95 176-95, II полугодие

ББК 26.323

Kozhevnikov Yu.P., Zheleznov-Chukotsky N.K.

Beringia: history and evolution. – М.: Nauka, 1995. – 383 p.
ISBN 5-02-003911-X

The book represents synthesis of different aspects of Beringia from its first appearing in Carbon till the last blooding in Pleistocene. The most attention to Pleistocene is given. Causes and scale of glaciations and transgressions, situation on the land bridge and neighbouring regions, specialities of the plants and animals transcontinental migrations are discussed. Contraversy of many conclusions about Beringia paleogeography is shown and doubts about some concepts are expressed (for example about beringian tundra – steppe, beringian forest refuge, etc.). The problem of Northatlantic bridge which is analogic with Beringian one is treated.

The book can be usefull for paleo- and biogeographers, geomorphologists, climatologists, ecologists.
Tabl. 21. Il. 89. Bibliogr.: 1810.

ISBN 5-02-003911-X

© Ю.П. Кожевников, Н.К. Железнов-Чукотский, 1995
© Б.М. Рябышев, оформление, 1995
© Российская академия наук, 1995

Работать над проблемами, лежащими вне пределов традиционно очерченных границ науки, – значит рисковать вызвать к себе естественное недоверие со стороны части, если не всех, заинтересованных лиц и попасть в положение изгоя.

В. Кёппен

ВВЕДЕНИЕ

Предлагаемая вниманию читателей книга представляет собой первую попытку целостного описания истории и эволюции Берингии на основе множества данных, полученных специалистами различных научных направлений. Нельзя не признать, что задача эта не из легких. В ходе работы над книгой выяснилось, что многие данные разных исследователей не могут быть приведены в соответствие. Поэтому в книге нередко приводятся взаимоисключающие выводы, но они соответствующим образом комментируются. Вместе с тем авторы не стремились просто к объективному толкованию ряда вопросов, полагая, что это удел представителей чисто описательной науки. Прежде чем приступить к изложению существующих проблем Берингии, освещению ее истории и эволюции, авторы рассматривают многие процессы развития Земли, порожденные глобальными причинами.

Территория, включающая район Берингова пролива с прилежащими к нему частями Азии и Америки, уже давно привлекала внимание исследователей. Однако в течение последних трех десятилетий интерес к ней особенно возрос. Специалисты из разных областей науки впервые взялись за решение одной задачи – изучить историю и эволюцию ландшафтов межконтинентального моста суши, по которому с одного материка на другой происходили миграции растений, животных и людей.

В 1965 г. в Боулдере (штат Колорадо, США) состоялся симпозиум, посвященный проблемам Берингии. Результатом его явилась солидная книга – сборник статей разных специалистов (Bering Land Bridge, 1967a). Этот симпозиум положил начало новому научному направлению – берингиологии, – название которого предложил известный американский геолог-четвертичник Д. Хопкинс в 1973 г. на симпозиуме в Хабаровске (Берингийская суша..., 1973). Еще ранее, в 1959 г., Д. Хопкинс опубликовал статью (Hopkins, 1959), в которой схематически изложил историю Берингии.

Берингиология оперирует результатами исследований по самым разным научным направлениям. Основной ее принцип – сходимость доказательств. То есть исследователь должен опираться на целый комплекс методов и методик и всесторонне использовать выводы и обобщения смежных наук. Другими словами, то или иное палеогеографическое событие будет считаться доказанным, если данные многих наук будут однозначно свидетельствовать о нем. Этим берингиология выгодно отличается от предшествующих направлений частных исследований, посвященных вопросам Берингии. Конечно, именно на частных исследованиях и зиждется берингиология, и только теперь, когда накоплен и опубликован значительный материал по частным дисциплинам, когда выявились общие стержневые моменты палеогеографии (такие, как самое существование Берингии), могла возникнуть эта наука. Как сообщает Л.А. Портенко (1970), начальные сведения о Берингии имеются в трудах одного из первых эволюционистов, естествоиспытателя Ж. Бюффона (60-е годы XVIII столетия) и русского академика П.С. Палласа, который в 1769 г. писал, что слоны, найденные в ископаемом состоянии в Америке, пришли туда из Азии через район Берингова пролива, который когда-то был уже.

В этнографии проблема Берингии существовала еще в XVII в. Согласно Р. Уокопу, в 1637 г. (т.е. до открытия Берингова пролива С. Дежневым в 1648 г.) Т. Мортон в трактате по естественной истории Новой Англии оспаривал существование Берингии, полагая, "что азиатам не было необходимости переселяться через страну вечной стужи в земли, о которых ничего хорошего им не было ведомо" (Уокоп, 1966. С. 94).

Уже на вполне современном уровне знаний вопросы Берингии затрагивались зоогеографами В. Кобельтом и П.П. Сушкиным. Несмотря на недостаток геологических данных в конце прошлого века, В. Кобельт (1903) не сомневался в былом существовании суши, связывавшей Северо-Восток Азии и Аляску. Он основывался на зоогеографическом материале и обращал внимание на вулканическую активность района Берингии, что могло, по его мнению, обусловить поднятие дна Берингова моря и вызвать появление огромной суши, которую он назвал Behringis.

В 1925 г. П.П. Сушкин предложил для суши, соединявшей некогда Северо-Восток Азии и Аляску, название "Берингия", которое и закрепилось с тех пор. В 1937 г. в Стокгольме была издана книга Э. Хультена (Hultén, 1937a), которая внесла крупнейший вклад в берингиологию. Эта книга считается одним из первых (если не первым) фундаментальным трудом, в котором биогеографический метод был рассмотрен как один из основных в палеогеографических реконструкциях.

В 1963 г. на симпозиуме по биогеографии Тихого океана, происходившем в Гонолулу (Гавайи), ряд работ был посвящен берингийским биогеографическим связям. Работы касались ботанических, зоологических и палеогеографических проблем (Pacific basin biogeography, 1963). Это было уже преддверием возникновения комплексного научного направления – берингиологии. Только через 10 лет очередной симпозиум по берингиологии состоялся в Хабаровске (Берингийская суша..., 1973; Берингия в кайнозое, 1976). Материалы симпозиума свидетельствуют об огромном прогрессе, которого достигла берингиология всего за несколько лет. Вместе с тем стало очевидно, что очень многие вопросы палеогеографии Берингии еще далеки от разрешения.

Ряд вопросов берингиологии обсуждался в 1979 г. на XIV Тихоокеанском научном конгрессе в Хабаровске (Экосистемы тихоокеанских островов, 1979; Морская биология, 1979; Морская геология, 1979; Твердая оболочка Земли..., 1979; Континентальные окраины..., 1979). Кроме того, ряд трудов по Берингии был выпущен и за рубежом: Paleogeology of Beringia. L.; N.Y., 1982; Quaternary environments: Eastern Canadian Arctic, Baffin Bay and Western Greenland. Boston; London; Sydney, 1985.

В 1991 г. в пос. Провиденция проходила научная конференция по вопросам организации на территории Провиденского, Чукотского и части Иультинского района Чукотского автономного округа и Аляски Международного парка "Берингия" на основе совместного заявления Президентов Российской Федерации и Соединенных Штатов Америки. Это было вызвано тем, что обе стороны, Россия и США, выразили озабоченность проблемами сохранения биоты Берингова пролива и моря, а также заметным снижением в этой части акватории за последние годы численности многих птиц и млекопитающих. Цель конференции была одна – разработать меры по скорейшему созданию этого парка. Притом была отмечена общность культурного и природного наследия народов, населяющих Чукотку и Аляску, и признана необходимость защиты биологического разнообразия Берингии и поддержки жизнеспособности проживающего населения на побережье обеих сторон.

Наконец, в сентябре 1994 г. в г. Владивостоке состоялась Международная конференция "Научные мосты между Северной Америкой и Российским Дальним Востоком: прошлое, настоящее и будущее" (Bridges of Science), на которой вновь обсуждались проблемы палеоэкологии, изменения климата и его моделирования, восстановления биоты и ландшафтов Берингии, а также вопросы охраны этого уникального региона планеты. Затрагивались проблемы адаптации населения и развитие культур. Эта конференция через несколько дней закончилась уже в

Магадане, где рассматривалась ранняя история Берингии с миоцена по ранний плейстоцен. Материалы этих научных конференций были изданы в трех книгах: "Bridges of the Science Between North America and the Russian Far East: 45th Arctic Science conference (B. 1, 2)" и "International Conference of Arctic Margins".

Многие вопросы по Берингии затрагивались и в других фундаментальных трудах: "Проблемы изучения четвертичного периода"; "Проблемы палеогеографии четвертичного периода"; "Проблемы реликтов во флоре СССР"; "Четвертичный период в США".

Так что же такое Берингия? Каковы ее границы и рамки?

Еще в начале нашего столетия П.П. Сушкин (1925), А.Я. Тугаринов (1929), а позднее и Б.К. Штегман (1936) уже рассматривали Берингию, с одной стороны, как мост между материками, своего рода канал, по которому пролегали миграционные пути животных и человека и происходил фаунистический обмен, а с другой – как некую зоогеографическую область. Но если А.Я. Тугаринов считал Берингию очагом формирования тундровой фауны, то Б.К. Штегман полагал, что это центр формирования таежной фауны.

Сначала А.Я. Тугаринов рисовал себе Берингию как некую огромную страну, включавшую лишь Чукотский полуостров и Аляску, а на севере – острова Новосибирские, Беннета и Врангеля. Позднее, когда им были получены дополнительные сведения по родственным связям некоторых видов животных, территорию Берингии он значительно расширил от Таймырского полуострова до Канадского Арктического архипелага. Северную границу А.Я. Тугаринов очерчивал линией на 300–350 миль от современного побережья.

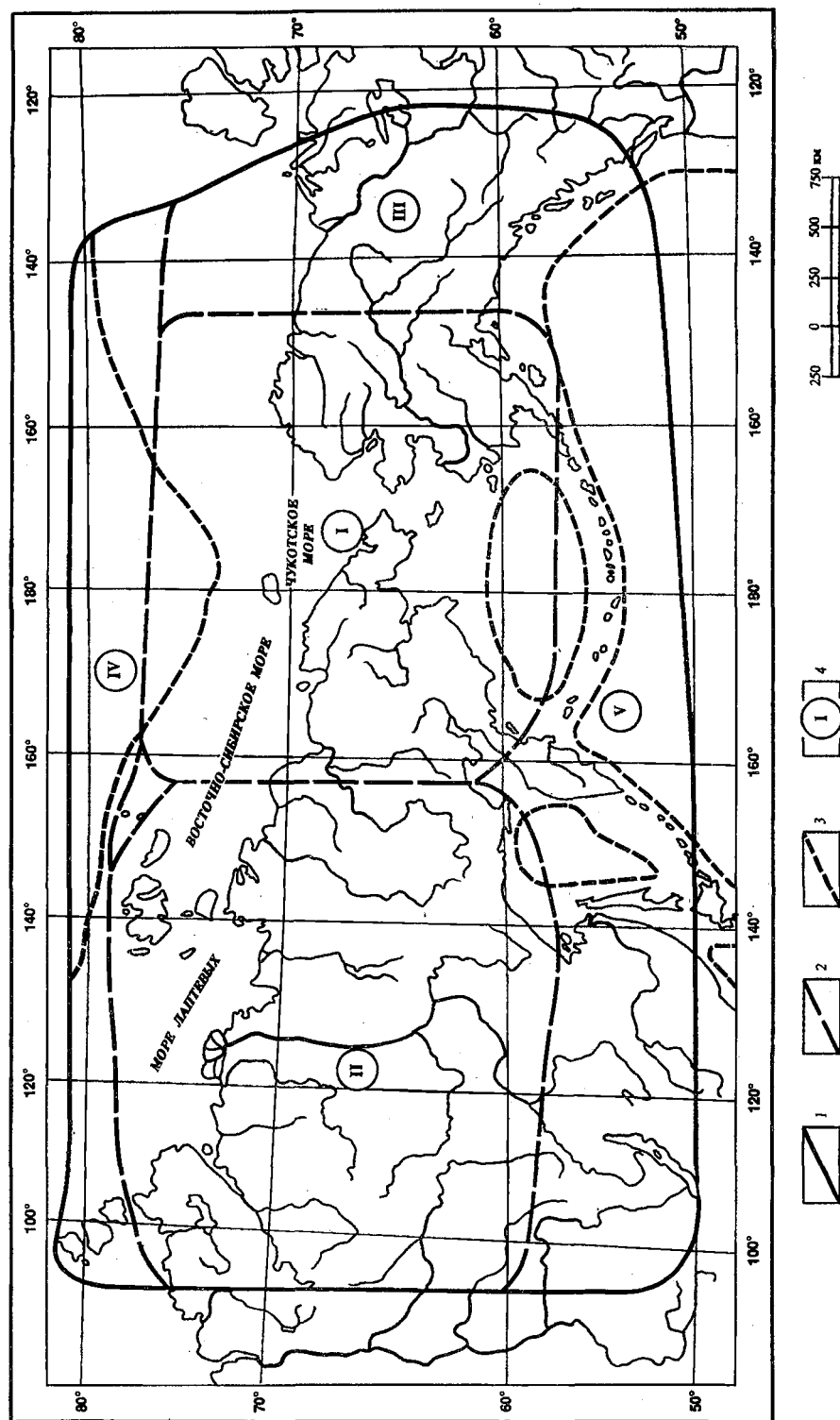
Взгляда на Берингию как зоогеографическую область придерживался и Л.А. Портенко, выделив территорию на востоке от р. Колымы и Чаунской губы до Берингова пролива в Берингийскую зоогеографическую подпровинцию (1973). Необходимо иметь в виду, что Берингия была палеогеографической (ныне не существующей) страной со сложной внутренней дифференциацией частей, взаимодействие которых определялось глобальными процессами. Берингия являлась своего рода биогенетическим фокусом в северопацифическом мегаблоке палеостран (рис. 1), границы которых абсолютно условны.

Территория осушенных шельфов северных морей к востоку от Таймыра до устья р. Маккензи в Канаде, а на юге включающая нижние половины бассейнов рек Яны, Индигирки, Колымы и также весь бассейн р. Анадырь, была названа А.В. Шером (1976) вслед за В. Кобельтом (1903) Берингидой. Однако В. Кобельт не принимал свою Behringis в таких рамках, поскольку писал лишь о мосте суши, связывавшем в прошлом Азию с Америкой, который позднее, как уже было отмечено, был назван П.П. Сушкиным Берингией (Портенко, 1970). Территория же осушенных шельфов от Таймыра до Канадского Арктического архипелага была названа А.И. Толмачевым (1932–1935) Эоарктикой.

Литературу посвященную отдельным вопросам Берингии, объять практически трудно. При этом некоторые, сравнительно недавние, работы уже безнадежно устарели, а многих, по-видимому, ждет та же участь в ближайшем будущем. И все же авторам удалось познакомиться и привести большой список специальной литературы в своей книге. Этому, конечно, во многом способствовало издание материалов симпозиумов.

Совершенно очевидно, что ряд высказываемых в книге положений и суждений авторов встретит ожесточенную критику.

В настоящее время представление о существовании Берингии не может рассматриваться просто как концепция, т.е. логическая схема. Теперь это предельно доказанная реальность, причем виднейшую роль в этом сыграла ботаника и особенно палеоботаника. Большой вклад в доказательство существования Берингии внесли генетика, зоогеография, а также другие биогеографические науки. Однако еще совсем недавно многие не разделяли этих взглядов.



Р и с. 1. Северопацифический метаблок палеостран
 Границы: 1 – внешние, 2 – внутренние; 3 – условная граница древней суши; 4 – палеостраны: Берингия (I), Восточная Сибирь (II), северо-запад Канады (III), северная (IV), южная (V)

Известный орнитолог Л.А. Портенко сначала отрицал существование Берингии как сплошного моста суши, при этом он ссылаясь на мнение других исследователей, относившихся к этому с большим недоверием. Так, орнитолог Г.С. Сворс (Swartz, 1967) полагал, что концепция Берингийского моста суши принимается *a priori*, а затем к ней притягиваются факты. Палеонтолог Р. Долл (Dall, 1890), исходя, очевидно, из мобилистских взглядов, считал, что Берингия не могла существовать, так как Берингов пролив был шире (Америка по смежным границам была удаленнее от Азии), а теперь он сузился как никогда ранее¹. На этих авторов ссылаясь Л.А. Портенко (1970, 1973). Ему была известна и концепция Д. Хопкинса (Hopkins, 1959a), оценивая которую он говорил, что метод мостов давно устарел. Разумеется, Л.А. Портенко выступал только с позиций зоогеографа. Логика его рассуждений сводилась к тому, что животные, и особенно птицы, при расширении ареала способны преодолевать значительные препятствия. В этом есть свои "но", однако мы ограничимся лишь одним: распространение многих растений совершенно необъяснимо, если не допускать существование суши на месте нынешнего Берингова пролива.

Л.А. Портенко же не просто это отрицал. Еще в 1937 г. он высказал предположение, что вместо нее был архипелаг (Портенко, 1939). Одни части его в разное время соединялись с другими, и обмен фаунами между материками происходил то с задержками, то с более или менее быстрыми миграциями животных. Основанием для такого предположения Л.А. Портенко считал отсутствие эндемиков среди сухопутных птиц в приберингийских областях и их наличие в группе приморских птиц: гусь белошей (*Philacte canagica*), кулик-лопатень (*Eurynorhynchus pygmeus*), крошечная конюга (*Aethia pygmaea*). Он писал, что за прошедшие столетия со времени первых исследователей Берингии геологи узнали много нового, но проблема Берингийского моста не продвинулась далеко.

С тех пор не прошло и 50 лет, как проблема Берингии перестала быть таковой, хотя и возникло множество частных проблем. Следует отметить, что предположение Л.А. Портенко об архипелаге находит подтверждение и в историко-ботанической географии. Но архипелагом, по нашему мнению, была не вся Берингия, а только Чукотский полуостров (Кожевников, 1977a).

Собирая информацию для палеоэкологических реконструкций, всегда следует помнить о множестве условностей, о несовершенстве некоторых методов или их частных моментов, о стремлении в любой работе достичь какой-то завершенности, в силу чего может быть допущено искажение фактов. Кроме того, не во всех случаях можно использовать принцип униформизма (актуализма). Например, нельзя механически переносить современные физико-географические условия и особенности экологии любого вида, дожившего до наших дней, на далекое геологическое прошлое и на этом строить палеоэкологические реконструкции, как это делают многие исследователи. В подобных случаях допускается существенная ошибка, которая кроется в незнании диапазона адаптации того или иного вида к изменявшимся условиям природной среды и его толерантности. Оба эти обстоятельства, влияющие на выживаемость вида, весьма изменчивы во времени, но для него они являются постоянно присутствующими и связанными между собой.

Например, Э.А. Вангенгейм (1977) отмечала, что "в прошлом животные могли существовать в условиях, далеких от оптимальных для данного вида" (с. 132). И это вполне очевидно. Скорость изменения природной среды может быть настолько высокой, что в конечном итоге способна вызвать те или иные изменения, когда в системе нарушаются или разрываются в силу определенных причин какие-то связи. Поэтому вряд ли можно установить возможности вида в этих случаях адаптироваться

¹ По мнению Ю.Ф. Чемякова (1968), на севере Тихого океана, начиная с неогена, происходит раздвигание океанической впадины. По-видимому, он полагает, что Берингов пролив образовался как раз в результате этого. Такая точка зрения противоречит взглядам мобилистов, вместе с тем, согласно ей, выходит, что в начале третичного периода Чукотка непосредственно соприкасалась с Аляской, а позднее Аляска "отъехала" от Чукотки.

к таким изменениям и с высокой скоростью. Противоположные утверждения некоторых известных исследователей бытовали лет 20–30 назад, в условиях определенного недостатка знаний по экологии, генетике, других стыкуемых научных направлений, в частности биогеографии, новейшей тектоники, гляциологии и, наконец, совершенных методов определения возраста отложений и палеонтологических находок. К.К. Флеров (1962а) при интерпретации ископаемой фауны рекомендовал исследователям опираться на экологию современных животных или близких видов и что "при изучении вымерших форм следует устремлять свои взгляды и обращения к "справкам" ныне живущих объектов" (с. 31). Примерно такой же точки зрения придерживается и другой классик – американский эколог Ю. Одум (1975), утверждающий, что "об экологии ископаемых видов организмов можно судить на основании того, что известно об эквивалентных им или родственных современных видах" (с. 205).

Столь противоречивые взгляды на результаты исследования палеонтологических находок несомненно имеют веские основания, особенно при изучении глобально-го масштаба природных процессов разных геологических эпох. Эволюционист И.И. Шмальгаузен (1964) отмечал, что "только синтез всех данных, включая и биологиче- ских современных форм и палеэкологию, может позволить восстановить всю последовательность биологических этапов становления наземных позвоночных" (с. 6). И далее он (1968) утверждал, что одним из факторов эволюции является "значение свободных пространств и экологических ниш для прогрессивной эволюции иммигрантов" (с. 369).

Связывая эти обстоятельства с геологическими эпохами, И.И. Шмальгаузен охарактеризовал эти процессы, и не без основания, как глобальные: "В масштабе геологического времени такие свободные пространства создаются в результате геологических процессов, которые ведут к перераспределению суши и морей, возникновению горных хребтов и значительным изменениям климата, что неуклонно преобразовывает всех обитателей земного шара – прежде всего его флору, а затем и фауну" (Там же. С. 371).

Наконец, Н.К. Верещагин (1988) так излагал свой взгляд на комплексный подход в исследованиях истории прошлого: "История формирования четвертичной териофауны Северной Евразии восстанавливается реально путем сопоставления палеофаунистических, палеоэкологических и палеогеографических фактов и событий" (с. 30). А вот что считал главным С. Кейн (Cain, 1944): "Изучение биоты прошлого с использованием в той мере, в какой это возможно, экологических концепций и методов" и далее – изучение "взаимодействия Земли, атмосферы и биосферы в прошлом".

Многие авторы высказывали сомнения по поводу некоторых принятых палеоэкологических методик, ставя под сомнение результаты исследований. Так, Д.М. Колосов (1947) полагал, что в вечной мерзлоте идет процесс выталкивания заключенных в нее предметов (это действительно происходит в верхнем слое грунтов, о чем свидетельствуют различные криогенные образования). Этот процесс может привести к тому, что в одном слое будут находиться кости животных разных геологических периодов или животных с разной экологией, например кости степных и тундровых животных, как это указано Э.А. Вангенгейм (Vangengeim, 1967).

Исследователи часто утверждают, что определение ископаемых раковин служит в стратиграфии хорошим маркером. Однако, по словам В. Кобельта (1903), американские наземные моллюски чрезвычайно похожи на моллюсков Старого Света своими раковинами и в то же время сильно различаются внутренним строением и историей развития. Это касается современных моллюсков, однако подобная картина могла наблюдаться и в далеком прошлом. Поэтому определение ископаемых моллюсков только по их раковинам, вероятно, может приводить к ложным заключениям как в их систематике, так и в палеогеографических реконструкциях на их основе.

Д. Тейлор (1969) отметил, что существует "поразительно яркое сходство между

плейстоценовыми фаунами моллюсков Чехословакии и центральной части Северной Америки. Это свидетельствует о том, что в общем различные фауны моллюсков одинаково реагировали на события плейстоцена в сходных условиях" (с. 201). Эволюционное развитие среди моллюсков в плейстоцене, по Д. Тейлору, почти не выражено. Другой пример. Сравнение радиолярий миоцен-плиоценового периода из фауны северной части Тихого океана Беринговоморского района со стратотипом Lancelan Средиземного моря (Сицилия) показало их видовую общность из этих, так далеко удаленных районов (Точилина, 1981).

Оба примера, доказывают, что еще доплейстоценовые виды и комплексы моллюсков и других животных либо вымирали, либо приспосабливались к изменяющимся условиям, не претерпевая морфологических изменений. По крайней мере, как отмечает Д. Тейлор, "не все эволюционные изменения моллюсков обязательно отражаются на раковинах". Далее он пишет: "В отношении большинства ископаемых фаун, состоящих из ныне живущих видов, допустимо предположение, что виды не изменили свою экологию и что прошлая окружающая обстановка не точно соответствует современным условиям" (с. 194). Эту мысль Д. Тейлор варьирует в статье многократно и вслед за Г.Х. Скоттом (Scott, 1963) относится с большим недоверием к принципу униформизма. По-видимому, исследование ископаемых моллюсков может привести к подобному выводу, однако из статьи Д. Тейлора остается неясным, удастся ли распознать различия во внутреннем строении ископаемых моллюсков разных материков, сгруппировавших одинаковые раковины, с которыми только и имеет дело исследователь.

Обескураживающие результаты может дать спорово-пыльцевой анализ. М.В. Муратова (1973) пишет, что современные спектры соответствуют современной растительности. А.В. Шер (1971) упоминает случай, когда в дернине под лиственничником пыльца лиственницы (*Larix*) не была обнаружена. Е. Диви (1969) указывает, что "моховые подушки и поверхность болот не дают удовлетворительных данных о содержании современной пыльцы" (с. 272). Он ссылается на посвященные этой проблеме статьи Г.Т. Кэрролла (Carroll, 1943), М.В. Дэвиса (Davis, 1963), М.В. Дэвиса и Д.С. Гудлета (Davis, Goodlett, 1960), в которых приводятся примеры несоответствия между содержанием пыльцы на поверхности почвы и растительностью.

К. Хиббард с соавторами (1969) также с осторожностью относились к спорово-пыльцевым анализам, иначе они не считали бы, что бобры (*Castor fiber*), создавая свои плотины, способствуют накоплению пылевых отложений, и "не исключено, что деятельность бобров в какой-то степени можно объяснить неувязки в данных спорово-пыльцевого анализа" (с. 167).

В.П. Никитин указывает, что климаксовые ассоциации, существующие на плакорах, "сравнительно редко направляет своих представителей в тафоценозы" (1979. С. 136). Следовательно, многие разрезы отражают прежде всего локальные условия. Кроме того, даже очень близкие виды могут обладать различной толерантностью, и поэтому использование ископаемых растений в качестве "термометров геологического прошлого" имеет ограничения.

В этой книге мы больше опираемся на данные по Чукотке, чем по Аляске, о которой можем судить лишь на основе литературных источников. Как указывает Д. Симпсон (1983) история — это время, а время обычно принято связывать с эрами, периодами, эпохами и этапами. Поэтому в нашей монографии фактору времени на каждом отрезке прошлого Берингии уделяется значительное внимание, что позволяет полнее раскрыть историю и эволюцию на территориях современной Евразии и Северной Америки. Это выходит за рамки какого-либо одного научного направления, требуется развитие и других, а также их стыкуемость на принципах актуализма. Н.К. Верецагин (1977) связывает это с комплексным подходом, пониманием закономерностей при углубленном развитии палеогеографии, когда вопросы развития ландшафтов суши и моря между собой тесно взаимосвязаны.

Исследование истории развития растительного покрова Чукотки имеет непосредственное отношение и к исследованию возникновения арктической флоры, так как

разные части ее имеют различный "арктический оттенок". Анализ насыщенной реликтами флоры Чукотки важен для палеогеографических реконструкций с применением принципа актуализма. Использование этого принципа необходимо также при анализе палеоботанических данных, приводимых в обширной литературе. Следует согласиться с Е. Диви (1969), что "палеоэкология плейстоцена... должна строго придерживаться принципа униформизма (актуализма. — Ю.К., Н.Ж.-Ч.)... Экология плейстоцена есть не что иное, как распространение современных экологических условий на ближайшее геологическое прошлое" (с. 265, 266).

В отношении растений это наиболее оправданная концепция, так как хорошо известно, что при достижении определенного предела изменения физико-географической среды одни виды растений трансформируются в другие, генетически близкие, или вымирают. Последнее и дает нам возможность, при достаточном знании современной экологической амплитуды видов, осторожно делать предположения о весьма вероятной обстановке ранних периодов истории в тех областях, где эти виды обитали. Разумеется, эта историческая обстановка не может быть идентична нынешней, поскольку и в пределах своих современных ареалов большинство видов имеет эколого-физиологические расы, не обособленные морфологически друг от друга (Mason, 1946a).

Логично допустить, что если существуют пространственные эколого-физиологические различия в пределах одного вида, существовали и его временные эколого-физиологические расы. Серьезных препятствий для использования принципа актуализма это обстоятельство не вызывает, поскольку мы заведомо имеем дело с одним и тем же видом. Принцип актуализма многие палеоклиматологи и другие исследователи довольно часто использовали в своих работах (Высоцкий, 1961; Баргхоорн, 1968; Бухер, 1968; Дорф, 1968; Кольберт, 1968; Короткий, 1988а, б, в). Тем не менее Н.М. Страхов (1960) отмечал: "При всякого рода палеоклиматических реконструкциях предпочтение должно быть отдано показателям литологическим, а не палеонтологическим", которые, как он указывал, "не дают возможности однозначно решать вопросы климатического режима, а при упрощенных сопоставлениях с современным органическим миром могут приводить (и приводят на деле) к грубым ошибкам (с. 4). В.М. Сеницын (1962), касаясь этого вопроса, полностью разделяет такую точку зрения. Важно, однако, иметь в виду, что принцип актуализма не должен использоваться упрощенно. Ограниченный современный ареал какого-либо вида, безусловно, мог быть шире в иных климатических условиях (Вульф, 1941). Если этот ареал фрагментирован, то связь между различными современными фрагментами ареала могла осуществляться там, где теперь этот вид не встречается. Современный остаточный ареал такого вида может быть не связан с областью его происхождения.

Принцип актуализма стал основным принципом палеоклиматологии. Последняя использует не только систематико-экологическую характеристику ископаемых растений, но и их отдельные морфологические признаки, особенно строение листьев и стволов (Дорф, 1968). Е. Диви (1969), пропагандирующий принцип униформизма, приходит, однако, к неутешительному выводу, что "мы не располагаем надежными сведениями о плейстоценовых местообитаниях тех районов, которые в ледниковую эпоху не были покрыты ледниками" (с. 266).

Берингийский сектор Арктики позволяет с успехом использовать принцип актуализма, поскольку целый ряд видов сибирско-американского распространения имеет в настоящее время дизъюнкцию ареалов в этом секторе. Несомненно, что когда Северо-Восток Азии и Аляска соединялись мостом суши, одни из этих видов имели сплошные ареалы, а другие только еще распространялись через Берингию, формируя, таким образом, американское или азиатское крыло своего ареала. В данной работе мы, однако, не стремимся дать исчерпывающий историко-флористический и фаунистический анализ, полагая, что этому должна быть посвящена другая работа. Тем не менее в этой монографии мы даем обстоятельный анализ и этой проблеме, излагая свои взгляды и суждения. Здесь мы создаем

палеогеографический фундамент для историко-флористического и фаунистического анализа на основе системного подхода и синтеза многочисленных фактов, явлений, из литературных источников выстраивая сценарии и события прошлых геологических эпох. Как указывает Ш.Ш. Гасанов (1984), научная установка, системность и методологический подход к решению проблем в определенной степени дедуцируют понятия "природное тело", "границы", "иерархия", "организация", "классификация", составляющие в нашем случае основу концептуальной схемы. Именно системный подход, получивший развитие только за последние десятилетия (Вернадский, 1925; Беклемишев, 1960; Садовский, 1970; Сетров, 1971; Системные исследования, 1972; Кашменская, 1980; Bertalanffy, 1968), при котором авторами рассматриваются все компоненты, взаимосвязанные исторически и функционально, на каждом определенном отрезке времени, выражаемом тысячелетиями, позволяет проследить и восстановить, возможно, и не во всех деталях, картины далекого прошлого.

Меловой и третичный периоды (исключая плиоцен) нами освещены из-за недостатка литературы недостаточно подробно. Основное внимание уделено квартеру. Поскольку одна из частей книги была написана еще в 1975 г., а другая – несколько позже, то авторы, затем переработав рукопись, старались учесть более поздние работы и дополнить ее новым материалом.

При подготовке рукописи мы пользовались советами и дружеской поддержкой многих ученых. Незадолго до своей кончины ее прочитал профессор **Б.А. Тихомиров** и сделал ряд ценных замечаний. Ряд положений был обсужден с безвременно ушедшим из жизни в 1980 г. **А.А. Кищинским**. Многие вопросы прояснились после бесед с А.П. Пуминовым, Ш.Ш. Гасановым, В.Н. Адаменко, А.П. Хохряковым, Г.И. Худяковым, С. Янгом, Д. Мёрреем, В.В. Украинцевой, а по вопросам оледенения Северо-Востока с **А.П. Васьковским**. Всем им выражаем глубочайшую признательность. Нам приятно также выразить благодарность профессору Университета Огайо Полю Колинво, предоставившему в наше распоряжение свою еще неопубликованную работу. Наконец, мы глубоко обязаны А.И. Жуковой, М.Г. Анненковой, благодаря усилиям которых эта книга увидит свет. Мы благодарны за содействие в выпуске книги администрации Чукотского автономного округа в лице губернатора А.В. Назарова.

В данной книге авторами были приняты следующие видовые номенклатуры: насекомоядные – по Б.С. Юдину (1971), зайцеобразные и грызуны – по Дж. Эллерману, Р. Мориссону-Скотту (Ellerman, Morisson-Scott, 1951), Н.М. Грому с соавторами (1963, 1965); хищные и парнокопытные – по В.Г. Гептнеру с соавторами (1961, 1967), Н.К. Железнову (1990), Н.К. Железнову-Чукотскому (1994), Э. Халлу и К. Келсону (Hall, Kelson, 1959; Hall, 1981); насекомые – по: "Определитель..." (1964), Э.Г. Матисеу (1986); птицы – по Л.А. Портенко (1972, 1973), В.Е. Флинту и др. (1968); млекопитающие плиоцена и современности – по Г.Ф. Барышникову и др. (1981); растения – по: "Арктическая флора СССР" (1975).

ГЛАВА 1

МЕЛОВОЙ ПЕРИОД

НАЧАЛО ИСТОРИИ И ЭВОЛЮЦИИ БЕРИНГИИ

Свое изложение начнем с чукотской суши. Она сформировалась в середине каменноугольного периода (карбон). Вплоть до позднемелового времени она была отделена от Сибири мелкими морями, занимавшими почти весь Азиатский Север восточнее р. Лены (Бычков и др., 1970). Вероятно, чукотская суша в карбоне представляла собой остров (на севере росли кордаиты). В течение последующих геологических периодов очертания ее неоднократно изменялись. В ранней юре запад чукотской суши был затоплен, но на востоке она распространялась по территории современного Берингова пролива с прилегающими к нему частями Чукотского и Берингова морей и соединялась с Аляской (Бычков и др., 1970).

Таким образом, как суша Берингия сформировалась в ранней юре. В то время она была не мостом между материками, а северо-западной окраиной Северной Америки. Западнее ее все еще существовали эпиконтинентальные моря, площадь которых постепенно уменьшалась.

В мелу в результате интенсивных орогенических движений, сопровождавшихся вулканическими процессами, Северо-Восток Азии приобрел облик, близкий к современному, с учетом осушенных шельфов. Море отступило из долины Юкона, и Аляска также приняла современные очертания (Hollick, 1950; Hultén, 1960). Согласно другой теории, Анюйское море, располагавшееся западнее Центральной Берингии, исчезло вследствие сдвигания Евразии и Северной Америки в середине мелового периода (Натанов и др., 1979; Натальин, 1979). Это столкновение материков привело к формированию горных систем на Северо-Востоке Азии, в том числе и Охотско-Чукотского вулканогенного пояса в аптском веке (Шилов, 1970). По данным В.Д. Дибнера (1970), начало мела для всей Арктической области с включением Новосибирских островов и Чукотского полуострова ознаменовалось берриас-валанжинской трансгрессией (Дибнер, 1970). На о-ве Шпицберген в то время и позднее в палеогене существовали континентальные условия. Образование Охотско-Чукотского вулканогенного пояса продолжалось в течение всего мела и палеогена. Пепловый материал в верхнемеловых и палеогеновых осадках озерно-аллювиального генезиса, в частности на о-вах Анжу и Береговой равнине на Аляске, — тому яркое свидетельство.

А.Н. Криштофович (1958) полагал, что в аптском и альбском веках в Восточной Азии происходила крупная трансгрессия, но тем не менее большую часть мела существовал Берингийский мост суши (Бычков и др., 1970; Вахрамеев и др., 1979). В аптском веке море почти полностью покинуло пределы Северо-Востока Азии, а в альбское время трансгрессия была несравненно меньше, чем в раннемеловое время; она не нарушала сухопутной связи Старого и Нового Света.

Как отмечают эти же авторы, в области "древнего темени Азии" – Ангарида – в условиях теплого и мягкого климата развивалась пышная растительность. Альбский век характеризуется климатическим оптимумом (Лоуэнстам, 1968). На 70° с.ш. температура была 15°, а в следующем периоде (сеномане) – 10°C. Разность температур тропических и приполярных вод составляла, по Г.А. Лоуэнстаму, в сеномане 18° против современных 30°. Это говорит о меньшей контрастности физико-географических условий мелового периода по сравнению с нынешними. По современным воззрениям, в мелу произошло "взрывное" развитие и расселение покрытосемянных растений из единичных таксонов, возникших накануне этого периода (Seward, 1931).

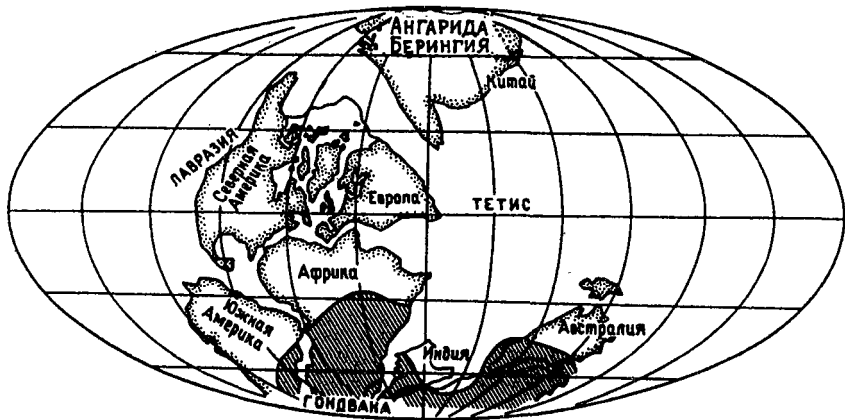
Весьма примечательно то, что в мелу произошла также последняя (пятая) геохимическая революция (Фэйрбридж, 1968). В то время необычайно широкого развития достигли выделяющие известь пелагические организмы. Они-то и образовали формацию белого мела, распространившуюся по всей Земле. Известно также, что в конце мела вымерли гигантские рептилии и наступила эпоха господства млекопитающих животных, быстро завоевавших все сферы обитания (подземную, наземную, водную и воздушную). Эти события, разумеется, были взаимосвязаны. Весьма характерно, что покрытосемянность растений и внутриутробное развитие животных появляются в одно время, и именно тогда, когда атмосферная углекислота депонируется в виде горных пород. Очевидно, переход развития зародышей в изолированные от внешней среды условия объясняется двумя факторами: увеличением потока космической радиации и сохранением высокого содержания углекислоты, необходимого для развития зародышей. По-видимому, последний фактор имел первостепенное значение, определяя направление естественного отбора.

"Взрывной" характер распространения покрытосемянных растений в последнее время подвергнут сомнению (Самылина, 1974). В.А. Самылина пришла к выводу, что их происхождение и массовое распространение – явления разновременные, и только пробел в геологической летописи раннего мела (когда первые покрытосемянные растения обитали в горах и не фоссилизировались) привел исследователей к мысли об их внезапном нашествии.

Относительно области происхождения покрытосемянных растений существует несколько мнений. По Д. Аксельроду (Axelrod, 1972), они произошли в Гондване, т.е. в Южном полушарии, где существовала оригинальная флора семенных папоротников. Согласно другой точке зрения, областью происхождения покрытосемянных растений были горные районы Юго-Восточной Азии (Катазии) с их мшистыми лесами (Тахтаджян, 1957). По мнению А.Л. Тахтаджяна (1957), здесь сформировались не только основные порядки и семейства покрытосемянных, но и основные жизненные формы, что и обусловило дальнейшую эволюцию покрытосемянных по типу "адаптивной иррадиации", приведшей к их быстрому расселению по земному шару. Согласно третьей точке зрения, поддерживаемой в свое время крупными ботаниками и натуралистами и не забытой поныне, родиной покрытосемянных являются высокие широты, в частности Арктика, в современных ее очертаниях. Нельзя отрицать того, что в пользу последней точки зрения имеются серьезные палеоботанические аргументы. Так, например, Л.Ю. Буданцев (1970) пишет: "В арктических раннекайнофитовых² флорах преобладали покрытосемянные (66%), хвойные (14%) и папоротники (12%)... Большинство покрытосемянных представляет собой автохтонные образования" (с. 78). Бедность систематического состава покрытосемянных в раннемеловых флорах северных областей является, скорее, аргументом в пользу их поллярного происхождения. Очевидно, на самых ранних этапах развития покрытосемянных не могло быть значительного обилия хорошо обособленных друг от друга таксонов.

Вскоре, после появления на Земле покрытосемянных растений, началась мощная трансгрессия моря и материка существенно изменили свои очертания. Европа была

² Кайнофит – период развития покрытосемянных растений.

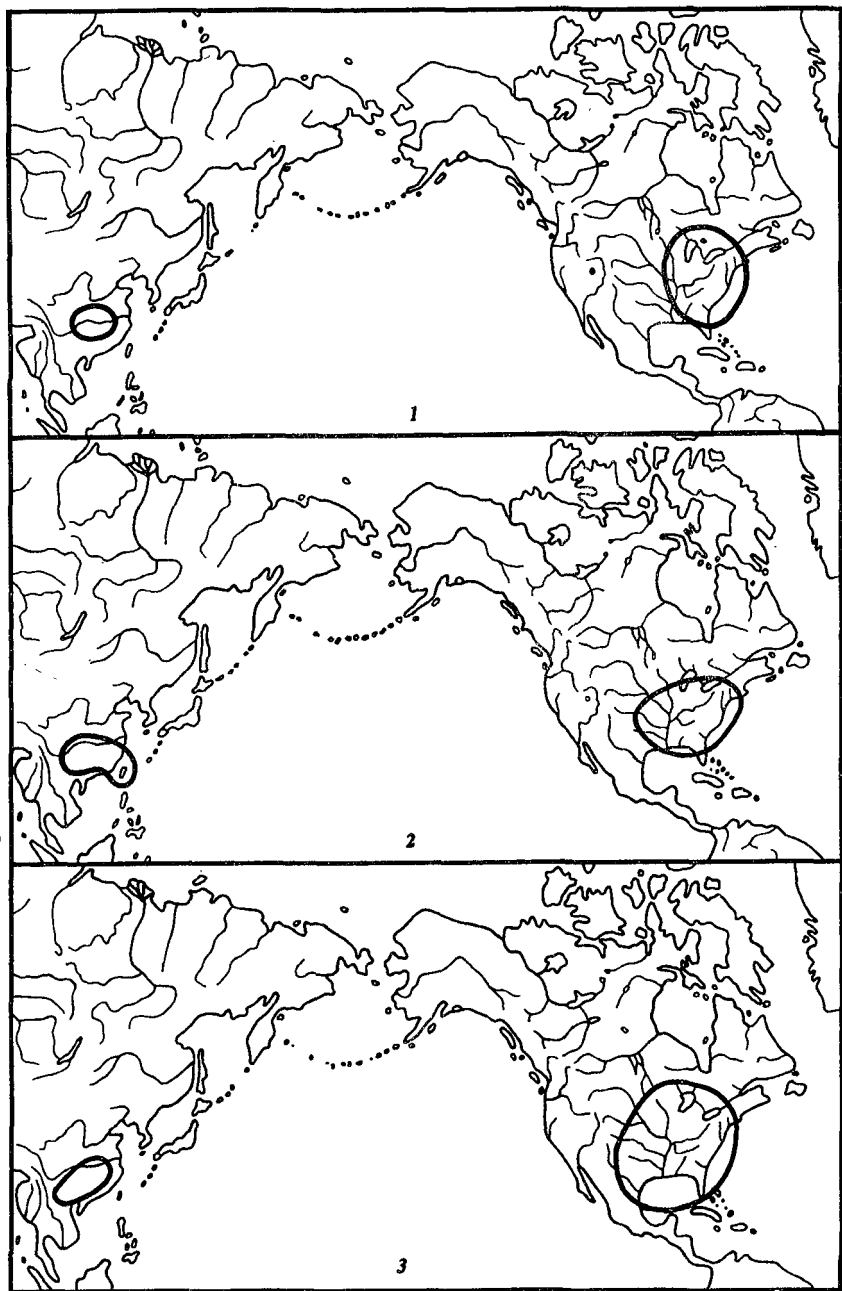


Р и с. 2. Расположение материков Северного полушария в поздне меловое время (по: Джон и др., 1982)
Заштрихованы области распространения ледниковых покровов

отделена от Азии Тургайским проливом, а в Северной Америке образовался Мексиканский пролив, разделивший запад и восток материка. Азия соединялась с Западом Северной Америки, а Европа с Востоком, в результате чего в Северном полушарии существовали два материковых блока: североазиатский и североатлантический. Развитие их флор шло изолированно. Трансгрессия продолжалась и в среднемеловое время, в результате чего Европа обособилась от Америки, став отдельным континентом. От Азии ее по-прежнему отделял Тургайский пролив, соединявший Северный Ледовитый океан и море Тетис на месте современного Средиземного моря. Ангарида и Берингия представляли собой сплошной материк, соединившийся впоследствии перешейком с Америкой (Неарктисом) (рис. 2).

В книге К. Брукса (1952) находим совершенно иные представления о характере материков в верхнемеловую эпоху. На приведенной схеме Берингия не существует; на ее месте значится большой пролив (шириной во всю Аляску) между Тихим и Северным Ледовитым океаном.

Интересно, что многие поздне меловые семейства покрытосемянных в Северной Азии, согласно Л.Ю. Буданцеву (1970), занимают нижние филогенетические ступени. Такие данные, очевидно, свидетельствуют об их северном происхождении. Недаром А.Н. Криштофович (1938) писал, что "умеренный комплекс преимущественно деревьев с опадающей листвою сложился в основном уже в конце меловой системы в Арктике и на севере Азии" (с. 36). Однако в современных условиях наибольшее число представителей нижних филогенетических ветвей приходится на Катазию, где прослеживаются целые ряды таксонов разной филогенетической продвинутоści. Именно это обстоятельство наряду с обилием сохранившихся древних таксонов послужило А.Л. Тахтаджяну (1957) основанием для заключения, что Катазия является не рефугиумом представителей покрытосемянных, а хорошо сохранившейся "исторической визиткой" в вопросе об области их происхождения. Можно думать, что в среднемеловое время многие примитивные покрытосемянные просочились на север — в Ангариду. Поздне меловая флора Ангарида дает обильный материал для современной ее флоры, конечно, значительно переработанный в дальнейшем (Криштофович, 1958). По тем же данным, "основными типами растительных формаций были хвойно-широколиственные леса. Число видов с кожистыми и цельнокрайними листьями составляло 11–27%" (Буданцев, 1970. С. 81). Многие таксоны, известные из позднего мела Северо-Восточной Азии, исчезли здесь позднее и в наше время сохраняются только в Юго-Восточной Азии и на юго-востоке Северной Америки. Современное флористическое сходство этих областей, касающееся видов древнего происхождения, поистине удивительно, как это хорошо показано в работе Г. Ли (Li,



Р и с. 3. Дизъюнкция в распространении растений между Юго-Восточной Азией и Юго-Восточной Америкой (по: Li, 1962)

1 – *Liriodendron*; 2 – *Sassafras*; 3 – *Carya*

1962) (рис. 3). Оно, безусловно, свидетельствует о легком флористическом обмене между Азией и Америкой, а также о близком сходстве условий физико-географической среды там и здесь и в промежуточной области.

Обычно считается, что флористическая общность Юго-Востока Северной Америки и Азии, а следовательно, и миграционный процесс, приведший к этой общности, касается видов умеренного климата. Однако многие представители этих

флор являются скорее умеренно-субтропическими (см. рис. 3). О древности этой миграции, по-видимому, свидетельствует тот факт, что большинство представителей примитивных олиготипных родов Северо-Востока Азии и Северной Америки являются замещающими видами, т.е. в ходе миграции и дальнейшей изоляции они претерпели эволюционные преобразования. Так, род *Liriodendron* включает всего два вида, из которых один обитает в Юго-Восточной Азии (*L. chinensis*), а другой – в юго-восточной части Северной Америки (*L. tulipifera*).

Миграцию этих ветеранов растительного мира сопровождали жуки-усачи, которые также обособились впоследствии до замещающих видов и даже родов, так как у насекомых эволюционные преобразования могут идти быстрее, чем у растений, тем более древесных. Согласно Е.Г. Линслею (Linsley, 1963), ареалы многих жуков-усачей совпадают с ареалами катазиатских деревьев-эмигрантов в Америку, поскольку личинки этих жуков развиваются в древесине соответствующих деревьев. Такая связь, несомненно, указывает, что условия среды обитания на пути из Азии в Америку не могли существенно отличаться от современных условий обитания видов, приведенных на рис. 3, а также других видов деревьев с подобными ареалами и связанных с ними жуков-усачей.

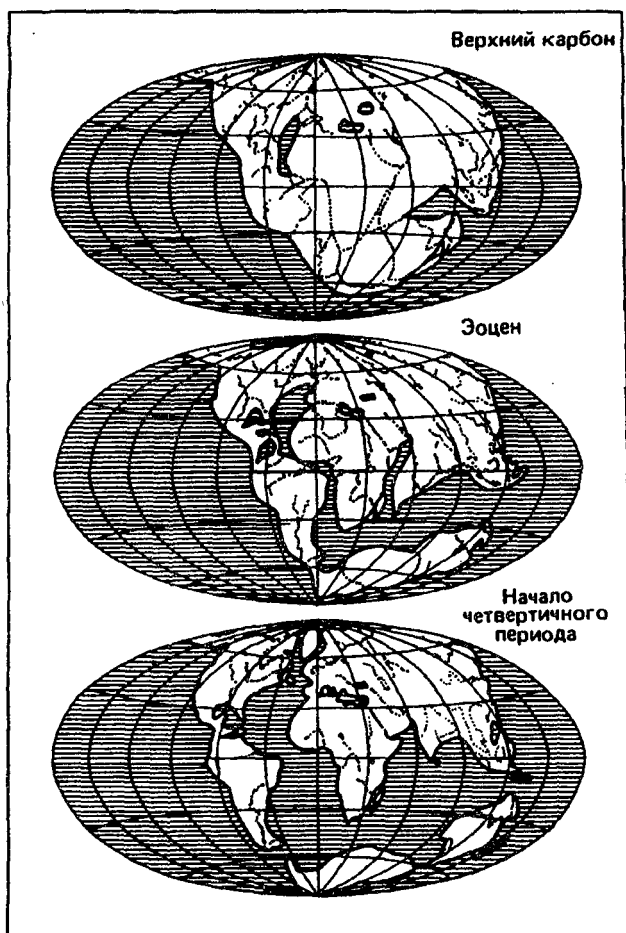
А.Н. Криштофович (1958) писал, что "в Северной Америке, начиная с мелового периода, развивалась такая же флора, что и в Восточной Азии, и вообще суша в этом отношении представляла единое целое с последней и Гренландией" (с. 38). Это мнение отличалось от того, что высказывали Е.В. Вульф (1941) и В.Л. Комаров (1901, 1908) о миграциях растений из Азии в Америку или из китайского центра на север и северо-запад. Однако другие палеоботаники отдают предпочтение миграциям растений перед их автохтонной эволюцией. Такой точки зрения придерживается Э.С. Баргхоорн (1968), исследовавший связь между геологическим возрастом флор (начиная с мела) и процентным содержанием в них родов, продолжающих произрастать в этих же регионах. Он пишет: "Факторами, которые могли бы в первую очередь производить такое глубокое изменение в родовом составе флор на протяжении относительно короткого времени, были изменения среды и миграции, а не биологическая эволюция, приводящая к появлению новых родов и вымиранию старых" (с. 38). Даже раннемеловые флоры Северо-Востока Азии обнаруживают слабую преемственность (Терехова, 1970). На основе эволюционно-филогенетического метода А.Л. Тахтаджян (1957) доказывает, что Юго-Восток Северной Америки, где обнаруживаются многие древние таксоны, является, по существу, рефугиумом, а не одним из центров происхождения этих таксонов.

Палеоботанические данные о сухопутных связях Азии и Америки в северной части современного Тихого океана весьма убедительны. Палеонтологические данные также свидетельствуют о северопацифических связях Старого и Нового Света в меловой период. В частности, выявлены связи пресноводных фаун моллюсков (Старобогатов, 1970). Безусловно, все эти данные говорят о существовании Берингии, но существовал ли более южный мост через Тихий океан, как это допускал А.Л. Тахтаджян (1957), до сих пор не установлено и вызывает большие сомнения. В.А. Красилов (1973, 1976) указал, что "в конце мелового периода между субтропическими флорами Восточной Азии и Северной Америки практически не было обмена видами. Однако на севере имелись условия для широкого обмена" (1973. С. 2). Выше уже было сказано, что соединение Чукотки, т.е. наиболее древней части "азиатской половины" Берингии, с Сибирью произошло лишь в позднемеловое время. Следовательно, лишь тогда могли начаться миграции растений через Берингию из Азии в Северную Америку.

Иногда биогеографические связи Старого и Нового Света в меловое время объясняют с мобилистских позиций, т.е. основываясь на гипотезе расхождения материков, выдвинутой впервые А. Вегенером в 1924 г.

Правда, несколько раньше палеонтолог Г. Бэйкер (Baker, 1911) опубликовал карту с изображением некогда единого континента Америки и Африки на основе сходства

Небезынтересно следующее: биогеографы, изучающие Южное полушарие, опираются на гипотезу дрейфа континентов, тогда как биогеографы, занимающиеся Северным полушарием, относятся к этой гипотезе скептически (Raven, Axelrod, 1972). Один из крупнейших знатоков флоры земного шара Р. Гуд пишет, что "теория дрейфа кон-



Р и с. 5. Протоконтинент Пангея (по: Wegener, 1915)
Дрейф континентов в различные периоды (250–3 млн лет назад)

тинентов объясняет особенности и основные черты распространения покрытосемянных растений более просто, чем какие-либо другие гипотезы" (Good, 1964. С. 408). Однако другие маститые фитогеографы, например Ван Стинис (1963), являются непримиримыми противниками этой гипотезы и при объяснении фито- и вообще биогеографических связей пользуются исключительно гипотезой трансокеанических мостов суши. Не так давно Д. Аксельрод (Axelrod, 1972) вновь обратился к гипотезе А. Вегенера, чтобы раскрыть характер современного распространения древних типов растений. Разумеется, такой авторитет, как Д. Аксельрод, не мог руководствоваться этой гипотезой чисто механически. Гипотезу А. Вегенера он использовал с учетом представлений мобилистов.

К числу сторонников теории мобилизма относился и Э.А. Бернар (1968), исследовавший климаты четвертичного периода. Он пришел к выводу, что "в высоких широтах нет (и не было. – Ю.К., Н.Ж.-Ч.) условий для формирования умеренного теплового климата. Следовательно, нахождение ископаемых остатков теплолюбивой флоры в высоких широтах – прямое доказательство значительных изменений в ходе геологической истории" (с. 197). Далее Э.А. Бернар высказывает мнение, что интерпретация накопленных данных о климатической зональности прошлых эпох невозможна без привлечения теории дрейфа континентов. Однако, как писал М. Юинг (1968), пытавшийся подтвердить эту теорию результатами

исследований океанического дна, вместо ответов на старые вопросы возникли новые вопросы. С.К. Ранкорн (1968) подтвердил теорию дрейфа континентов на основе палеомагнитных исследований. По его мнению, материки раскололись и разошлись в послетриасовое время. П. Фурмарье (1971) же считает, что данные С.К. Ранкорна, а также Р. Дейча свидетельствуют лишь о том, что движение материков могло происходить по крайней мере до кембрия. А это означает, что Пангеи уже не было, когда появились покрытосемянные растения.

В. Тёррил (Turrill, 1951) подчеркнул, что теория дрейфа континентов Вегенера-Кеппена связана с перемещением полюсов, так что если не принимать во внимание последнее, то и первое в значительной мере теряет свой смысл. Многие палеоботанические данные говорят о том, что в третичное время и в мезозое полюса занимали то же положение, что и теперь. В. Тёррил указывает далее, что на симпозиуме в Бирмингеме в 1950 г. только биологи поддерживали теорию дрейфа континентов, а те, кто не занимается вопросами распространения организмов, отвергали ее.

М.Г. Попов (1963) полагал, что через середину Атлантического океана (еще до образования Срединно-Атлантического хребта) протягивался мост, по которому происходили миграции из Евразии в Америку³. Н.М. Страхов (1960) допускал существование огромной суши, связывавшей Европу с Северной Америкой только в ранне-меловую эпоху. Южная граница этого моста суши проходила от Гибралтара до Флориды, а северная — от Франции к Гренландии (севернее Полярного круга). В. Кобельт писал, что ботаник Унгер среди 700 видов растений, определенных в швейцарском бумом угле, нашел 30% видов, близкородственных американским, тогда как в современную европейскую флору из них перешло только 17%. Сам В. Кобельт как специалист по моллюскам пришел к выводу, что этот мост существовал вплоть до миоцена, о чем свидетельствуют тесные отношения вест-индской и европейской фаун моллюсков (1903).

Однако никакие биогеографические данные не доказывают с неопровержимостью наличие моста в умеренных широтах Атлантики в прошлом. Эти связи вполне могли осуществляться через Североатлантический мост, так как в высоких широтах в позднемеловое время климат был близок к субтропическому. Это показали еще исследования де Геера в середине второй половины XIX в. Согласно Н.М. Страхову (1972), моста через Атлантику после раннего мела не было нигде, да и сам этот факт вызывал у Н.М. Страхова сомнения. Все гипотезы по вопросу о европейско-американских связях базируются на многих допущениях и условностях, и в целом проблема сухопутных связей Евразии и Америки в меловом периоде не может считаться разрешенной. Доказательства былого дрейфа континентов, происходившего уже после происхождения покрытосемянных растений, существуют совместно с концепцией мостов суши, также имеющей биогеографические факты в свою пользу.

До сих пор справедливы слова К. Брукса (1952): "Теория континентального дрейфа, безусловно, не достигла еще той стадии достоверности, при которой факты, в нее не укладывающиеся, должны быть признаны ненадежными" (с. 102). Однако палеофлористические и палеонтологические данные о существовании Берингии в позднемеловое время кажутся очень надежными (Криштофович, 1958; Красилов, 1973, 1976; Новодворская, Яновская, 1973, 1976; Томская, 1973, 1976; Буданцев, 1970). Это означает, что по крайней мере в то время материки занимали такое же положение, как и теперь. В последние годы теорию мобилизма в своих построениях и реконструкциях климата прошлого разделяет и Н.А. Ясаманов (1985).

³ Однако М.Г. Попов считал, что существование Атлантиды для объяснения евразийско-американских связей флор недостаточно и что существовал также обмен через Берингию.

ГЛАВА 2

ТРЕТИЧНЫЙ ПЕРИОД (ТЕРТЬЕР)

ПАЛЕОГЕН

Уже на границе мелового и третичного периодов покрытосемянные широко распространились к северу. Однако в выделенных недавно отложениях палеоцена на Северной Чукотке доминирует пыльца голосемянных с таксоидными во главе (Кистерова и др., 1979). Ангарида и Берингия входили в циркумполярную Гренландскую палеофлористическую провинцию, которая характеризовалась такими представителями, как *Metasequoia*, *Trochodendroides*, *Platanus*, *Liquidambar*, *Acer arcticum* и др. (Криштофович, 1958). Современные флористические и экологические аналоги этой провинции находятся в Африке (Криштофович, 1958; Баргхоорн, 1968). Стоит отметить, что третичный палеоареал столь специфического рода, как *Metasequoia*, свидетельствует о том, что американская и азиатская его части контактировали через Берингию, а не через Европу.

По словам А.Л. Тахтаджяна (1957), "к концу мелового периода и особенно в течение палеогена происходит относительно быстрая модернизация умеренной флоры" (с. 1538). Начиная с верхнего мела существовало значительное количество систематических групп травянистых покрытосемянных растений (Толмачев, 1955), что оспаривает Э.С. Баргхоорн (1968). Считается, однако, что травянистые растения являлись конкурентами проростков голосемянных растений (Самылина, 1974), среди которых травянистые формы отсутствовали в течение всей истории их развития.

В эоцене на Северной Чукотке и даже на Новосибирских островах климат был близок к субтропическому, но во флоре отмечены представители умеренной зоны (Белая и др., 1979; Кулькова, 1979; Фрадкина, 1979). С.Ф. Бискэ (Бискэ, Баранова, 1976; Бискэ, 1975) считает, что в эоцене субтропический пояс охватывал только Южную Берингию, а севернее его располагался теплоумеренный пояс. В среднем и позднем эоцене средней Якутии резко преобладали покрытосемянные (70–90%) теплоумеренных, субтропических и тропических форм (Баранова, Бискэ, 1979а, б). В Северной Америке в это время арктотретичные умеренные низинные (тургайские) леса были распространены в Южной Аляске севернее 65° с.ш. (Дорф, 1968). К северу от них имелись субарктические леса. Начиная с конца эоцена до позднего плиоцена, арктотретичные леса, по Э. Дорфу и Э.С. Баргхоорну (1968), отступали с юга Аляски до западной части США, хотя М.И. Будыко (1977) считал, что растительность в кайнозой изменялась мало.

В олигоцене происходили интенсивные горные поднятия, изменялись соотношения суши и моря, точнее очертания материков. В частности, прервалась связь моря Тетис с Индийским океаном (Тахтаджян, 1957). Кроме того, началось похолодание. По другим данным, в середине олигоцена был самый теплый климат за весь тертьер и растения субтропических широт добрались до 76° с.ш. (Иванов, 1970; Баранова,

Бискэ, 1979а, б). Они отмечены и на Северной Чукотке (Архангелов и др., 1979). По данным Р.В. Чэни (1968) и В.А. Красиловой (1973, 1976), даже в раннем палеогене субтропические формы не распространялись в Восточной Азии севернее Сахалина.

В олигоцене или конце эоцена на основе флоры Гренландской провинции¹ развилась тургайская флора, которая в хорошо сохранившемся виде дожила до нашего времени в Китае и Японии, в Приморье и Приамурье, в Закавказье, в несколько ином составе на юго-востоке Северной Америки. Европейские листопадные (неморальные) леса являются сильно обедненным и измененным дериватом тургайской флоры (Криштофович, 1958).

Североангаридская эоцен-олигоценовая флора низовьев рек Яны и Омолы включала богатый набор теплоумеренных, субтропических и тропических элементов тургайской и реликтов верхнемеловой флор с господством покрытосемянных и большим участием сержкоцветных (Карташова, 1973). Ядро тургайской флоры составляли буковые, кленовые, ореховые, восковниковые в сочетании с таксодиевыми (Баранова, Бискэ, 1979а).

Берингийский мост суши (БМС) существовал большую часть палеогена, когда теплолюбивая флора была распространена от Корейского полуострова до Аляски и, вероятно, на большей части территории Северной Америки. В то же время существовал мост между Европой и Северной Америкой, тогда как от Азии Европа все еще была отделена Тургайским проливом на месте современной Западно-Сибирской низменности. Оба моста эпизодически затоплялись (Габуня, 1973; Новодворская, Яновская, 1973, 1976). По мнению И.М. Новодворской и Н.М. Яновской, Североатлантический мост разрушился в среднеэоценовое время, а в позднем эоцене происходил ограниченный обмен млекопитающими через Берингию, что они склонны объяснять вслед за Х.В. Маттесом (1962) климатическим барьером, или "фильтром". Однако данных об ухудшении климатических условий в эоцене Берингии нет, но имеются сведения, что эоценовая трансгрессия затопила все низменности Северо-Востока Азии, а в олигоцене море еще более расширилось (Бычков и др., 1970). Следовательно, миграции сухопутных животных через Берингию и в позднем эоцене не могли происходить. В позднем олигоцене или раннем миоцене возникла Алеутская гряда, но ее самый западный конец и Командорские острова появились, вероятно, еще в меловое время (Hulten, 1960).

Формирование тургайской флоры тесно связано с похолоданием в олигоцене, "распространявшемся от полюса" (Новодворская, Яновская, 1973, 1976; Воскресенский, 1973; Лазуков, 1973). В низовьях Яны и Омолы растительность была представлена полидоминантными листопадными и хвойно-листопадными лесами с доминированием среди хвойных сосновых (Карташова, 1973). Лесные формации Новосибирских островов составляли *Betula*, *Alnus*, *Myrica*, *Ericaceae*, *Pinus*, реже таксодиевые, еще реже *Castanea*, *Quercus*, *Juglans* и совсем редко субтропические формы (Труфанов и др., 1979).

Вдоль современного чукотского побережья Берингова моря, как выяснилось совсем недавно (Гнибиденко, 1981), располагается система погребенных поднятий мел-палеогенового возраста, которая протягивается от Корякского нагорья до о-ва Унимак и п-ова Аляска. Интенсивный рост этих поднятий происходил еще в мелу, а закончился в палеогене. Одновременно Г.С. Гнибиденко установил, что Командоро-Алеутская гряда — это не что иное, как то же поднятие, произошедшее во время движения материков, в результате чего на границе Берингова моря и Тихого океана образовалась глубоководная впадина с мощным слоем третичных отложений. Вдоль побережья юго-запада Чукотки, в Анадырской впадине и по южному берегу впадины Бристоль, выше основания Командоро-Алеутской гряды (Scholl, Hopkins, 1969; Агапитов и др., 1973; Хаттен, 1974; Платоненков, 1976), простирается осадочный

¹ Флоры, входившие в Гренландскую, а позднее в Тургайскую провинции, называют также арктотретичными. Берингия была центром становления арктотретичных флор или даже всей современной голарктической флоры (Красилов, 1973, 1976) и фауны (Stegman, 1963).

Общие отряды, семейства и роды фауны млекопитающих для Европы и Северной Америки
(по: Флеров и др., 1974)

Отряд	Семейство	Род	Отряд	Семейство	Род
Marsupialia	Didelphidae	Peratherium	Perissodactyla	Brntotheriidae?	Menodus?
Insectivora	Pantolestidae	Нет			Brontops?
	Talpidae	"		Chalicotheriidae	Нет
Rodentia	Eomyidae	Нет		Rhinocerotidae	"
	Gricetidae	"	Artiodactyla	Entelodontidae	Entelodon?
Deltatheridia	Hyaenodontidae	Hyaenodon		Tayassuidae	Нет
Carnivora	Canidae	Нет		Anthracotheeriidae	Bothriodon
	Mustelidae	Palaeogale	Всего: 7	15	7
	Felidae	Нет			

Таблица 2

Общие отряды, семейства и роды фауны млекопитающих для Азии и Северной Америки
(по: Флеров и др., 1974)

Отряд	Семейство	Род	Отряд	Семейство	Род
Insectivora	Adapisoricidae	Нет		Helaetidae	Colodon
Lagomorpha	Palaeolagidae	Desmatolagus		Hyracodontidae	Нет
	Leporidae	Нет		Amynodontidae	"
Rodentia	Cyrodontidae	Pseudocylindro-		Phinocerotidae	"
		don			
		Ardynomys	Artiodactyla	Entelodontidae	Archaeotherium
Deltatheridia	Hyaenodontidae	Hyaenodon		Anthracotheeriidae	Bothriodon
Perissodactyla	Brntotheriidae	Нет	Всего: 6	13	7
	Chalicotheriidae	"			

чехол неогенового возраста. Контуры современных шельфов определились к миоцену (Воскресенский, 1973), что совпало с неотектоническим этапом на границе палеоген-неоген (Чемеков, 1968) и со временем климатического минимума (Баранова, Бискэ, 1979а, б).

Пожалуй, наиболее богата палеонтологическими находками фауна млекопитающих олигоцена. Ее мы и рассмотрим на примере ряда отрядов, семейств и родов. Но сначала отметим, что весь палеоген для млекопитающих был вообще периодом расцвета множества различных видов, которые заполнили соответствующее экологическое пространство не только на суше и в горах, но и в воде. За это время одни из них, приспособившись к условиям обитания, составили целые комплексы и фауны; другие вымерли, третьи изменились морфологически, образовав совершенно новые формы.

К.К. Флеров и др. (1974) указывают, что в олигоцене на территории Азии было известно всего 145 родов млекопитающих, из которых 27 обитали и в Европе. Коэффициент общности обеих фаун составил 18,6, а с фауной Северной Америки несколько ниже – 12,4. Уже в то время животный мир Берингии (как мы уже указали, море в олигоцене значительно расширилось) достиг определенного уровня сходства с таковым Европы и Северной Америки (табл. 1, 2), причем доминировали широко распространенные формы *Hyaenodon* и *Bothriodon*. В целом фауна Берингии обладала ярко выраженными чертами, характерными для фауны Монголии, Северного Китая и даже Казахстана, со значительно высокой степенью ее эндемичности. В зоогеографическом аспекте фауна Берингии составляла следующие области: азиатскую, североамериканскую и частично европейскую.

Еще Ч. Дарвин (1859, 1937) обратил внимание на исключительные различия фаун в

период их становления в Северной и Южной Америке и, как свидетельствуют многочисленные данные об их перемешивании, уже в конце голоцена и особенно в плейстоцене. Если рассматривать фауну Северной и Южной Америки отдельно, но в соответствующие эпохи, например в кайнозое, то в раннем кайнозое, как указывает Д. Симпсон (1983), фауна Северной Америки была более разнообразной и сбалансированной. Сегодня уже достаточно накоплено много материала, чтобы сделать анализ и вывод о более чем трех корнях, от которых произошли, а затем и мигрировали через азиатскую часть Берингии и далее через БМС в Америку из Европы млекопитающие. Рассуждая о сокращении численности морской коровы, А.Ф. Миддендорф (1877) писал: "Начало ее убыли следует, может быть, отнести к этой эпохе, когда исчезла промежуточная полоса земли (имеется в виду БМС. — Ю.К., Н.Ж.-Ч.), служившая некогда переходом из Восточной Азии в Северо-Западную Америку, легко может статься, что соединительная полоса эта была прорезана реками" (с. 60).

Если анализировать данные табл. 1, 2 более подробно, то показатели сходства значительно выше для Европы и Северной Америки, чем для Азии и Северной Америки, в соотношениях как по отрядам 6:7, так и по семействам 13:15, а по родам 7:7. К.К. Флеров и др. (1974) объясняют значительные различия в фауне Азии и Северной Америки (т.е. отчасти и на территории Берингии) нарушением существовавших контактов во время БМС, "который, видимо, перестал существовать уже в позднем эоцене (т.е. задолго до олигоцена. — Ю.К., Н.Ж.-Ч.), по своим физико-климатическим условиям стал непреодолимой преградой для осуществления связи фаун млекопитающих" (с. 260). Здесь есть серьезное противоречие. По другим источникам, а также по нашему мнению, которое мы уже неоднократно высказывали, БМС существовал большую часть палеогена, а Берингов пролив открылся только в позднем миоцене.

Поскольку ряд млекопитающих на уровне рода в фауне Европы и Северной Америки (см. табл. 1) имеют общие формы, хотя их не так много, то, возможно, объяснение этому надо искать в длительном их контакте через Североатлантический мост, о котором будет рассказано далее. По-видимому, эти формы в то время были старше и составляли основное ядро обеих фаун, истоки происхождения которых находятся в более ранних эпохах.

В раннем кайнозое в Северной Америке доминировали сумчатые (Marsupialia) и копытные (Artiodactyla) (Симпсон, 1983). Но до сих пор остается неясным вопрос расселения сумчатых. Особенно он дискуссионен по Северной Америке, где видовых форм сумчатых намного меньше, чем в Южной, хотя примитивные формы их и в Южной, и в Северной Америке были известны еще со времен мела как доминирующая часть в общей фауне.

В настоящее время сумчатые есть в Австралии, но каких-либо доказательств их существования в мелу или хотя бы в раннем кайнозое нет (возможно, они просто в настоящее время не обнаружены). Известно только то, что примитивные формы сумчатых, по-видимому, еще до эоцена появились в Северной Америке, когда Европа и Северная Америка составляли единый континент, что подтверждается высоким коэффициентом общности фауны, указанного нами ранее. Ряд исследователей считают, что сумчатые изначально переселились из Северной Америки в Южную и только потом в Австралию в эоцене, потому что в Северной Америке они были известны еще с мела. Дж. Симпсон (1983) считает, что они могли расселиться в Северную Америку из Австралии, но только через Азию куда они переместились через цепь островов, а далее через БМС. Возможно, это и так, но нужны новые и неопровержимые доказательства. Пока что каких-либо остатков сумчатых прошлого ни в Берингии, ни в Австралии не обнаружено. В.Е. Соколов (1973) полагает, что родиной сумчатых были Евразия и Северная Америка, а вовсе не Австралия. Кроме того, как материк Австралия, по нашему мнению, в то время находилась весьма далеко от Азии. Тому есть многие общепризнанные доказательства (Симпсон, 1983). По крайней мере нового материала на этот счет пока не появилось. Находки остатков копытных из отложений раннего олигоцена были обнаружены из представителей двух

семейств и двух родов: соответственно Entelodontidae, Anthracotheriidae и Archaeotherium, Bothriodon, составляя, по-видимому, и на территории Берингии северное крыло североазиатской териофауны. Следует отметить, что палеонтологические находки как на Аляске, так и на Чукотке олигоценового периода еще весьма скудны, отсюда возможны ошибочные выводы.

Достаточных сведений по палеогену и тем более по олигоцену о проникновении копытных из Европы или Азии в Северную Америку тоже пока нет. По данным ряда исследователей (Флеров и др., 1974; и др.), в олигоцене произошел разрыв связей между материками и наступила их длительная изоляция. Есть мнение, что копытные в Северной Америке развивались самостоятельно. Действительно, их определенные группы могли вполне самостоятельно эволюционировать, но, как указывает Дж. Симпсон (1983), вероятнее всего, они происходили от представителей относительно примитивного и вымершего ныне отряда Condylarthra. Доказательство – находки их остатков из отложений позднего мела. В.Е. Соколов (1979) отмечает, что именно кондилартры были предками исходных ныне современных парнокопытных, появившиеся в Северной Америке и Евразии в эоцене.

Дж. Симпсон, основываясь на некоторых фактах, полагает, что предки копытных – кондилартры возникли в Лавразии, представлявшей собой некогда единый материк. Туда входили Северная Америка, Европа и Азия, а затем, согласно теории дрейфа континентов, разошлись. Однако другие исследователи (Storch, 1978; Ding, 1979) считают, что копытные впервые все-таки возникли в Южной Америке. Вероятно, эта точка зрения ближе к истине.

НЕОГЕН

МИОЦЕН

В неогене БМС существовал вплоть до позднего миоцена и был покрыт смешанными лесами². Северная Чукотка вместе с прилегающим шельфом представляла собой "мелкогорье, расчлененное пологосклонными речными долинами... Море, располагавшееся в северной части современного шельфа, образовывало отдельные заливы, достигавшие современной береговой линии" (Пуминов и др., 1972. С. 124; 1973). В Якутии береговая линия проходила севернее Новосибирских островов. На Южной Чукотке продолжалось формирование вулканического рельефа.

Согласно Ю.Ф. Чемякову (1968), вертикальные движения земной коры на Северо-Востоке Азии в неогене были дифференцированы: преобладали поднятия со скоростью от нескольких миллиметров до 1–2 см в год и амплитудой от десятков и сотен метров на платформах до 2–3 км в складчатых и 10–12 км в геосинклинальных областях. В миоценовое время Чукотка представляла почти пенеплен вследствие тектонического покоя и отмирания существовавших ранее впадин (Наймарк, 1967; Hopkins, 1967). С.Ф. Бискэ (1975) полагает, что эта точка зрения неверна. Развитие неогеновых флор Северо-Восточной Сибири и Аляски, как и прежде, было единым (Wolfe,

² В то же время существовал Североатлантический мост и, как сообщает В.И. Жегалло (1973), "остатки американских вселенцев в нижне-среднемиоценовых отложениях встречаются исключительно на территории Европы (кроме Anchitherium)" (с. 29). Это означает, что по каким-то неясным причинам миграции животных происходили именно по Атлантическому мосту, а не через БМС. Возможно, БМС был слишком обледен в отличие от Атлантического моста (который был значительно уже Берингского и, следовательно, имел более океанический климат), чтобы по нему могли мигрировать животные хотя бы частично открытых пространств – предки лошади (Hipparion), предки верблюдов (Camelidae) из Америки в Евразию, а мастодонт (Mastodon) и скунс (Mephitis) – из Евразии в Америку (последние два вида известны из нижнего плиоцена Америки) (Жегалло, 1973). Но некоторые мигранты миоцена, по-видимому, не избегали сплошных лесов. В отношении плиоценовых миграций В.И. Жегалло замечает, что поскольку мигранты из Старого Света в Новый были распространены по всей Евразии, то "однозначных палеонтологических свидетельств в пользу трансатлантического или берингского вариантов не имеется". Эта точка зрения как будто подтверждается данными Е.Л. Короткевича и В.А. Топачевского (1973) о родственных элементах неогеновых млекопитающих Восточной Европы и Северной Америки.

Leopold, 1967), т.е. флоры этих областей практически не различались, а их исторические изменения происходили однонаправленно и с одинаковой интенсивностью. В низовьях Яны и Омолая увеличивается роль хвойных, хотя доминируют по-прежнему покрытосемянные; среди хвойных преобладают светлохвойные породы (Карташова, 1973). По О.А. Иванову (1970), это представители сосновых (*Pinaceae*), которые стоят на втором месте по количеству обнаруживаемой пыльцы после березовых. Пыльца широколиственных листопадных пород составляет 22%.

К раннему миоцену с недавнего времени относят (Юрцев, 1974) отложения койнатхунской свиты на Чукотке, выделенной О.М. Петровым (1965, 1967). Эти отложения содержат остатки *Pinus itelmenogum*, *P. ex sect. Strobilus*, *Picea bilibinii*, *P. cf. anadyrensis*, *Larix cf. sibirica*. Деревья достигали 1 м в диаметре. Подошва койнатхунских отложений находится на берегу залива Креста ниже современного уровня моря, поэтому О.М. Петров считает, что материковые отмели в то время были, вероятно, осушены и существовала Берингия. Койнатхунская свита выявлена также в озерно-аллювиальных галечниках в бассейнах рек Тнеквеем и Юрумкувеем. Здесь обнаружена также пыльца тсуги (*Tsuga*), *Corylus* и *Carpinus* (Васьковский, Терехова, 1970). Северопикульнейские флоры в Бельской впадине содержат много широколиственных пород: *Ulmus*, *Fagus*, *Quercus*, *Acer*, *Castanea*, *Juglans*, *Pretocarya* и др., а кроме того, экзоты: *Rhus*, *Nyssa* и др. (Бискэ, 1975). Голосемянные в спектрах занимают второе место. В.П. Никитин (1979) датирует эти флоры средним миоценом. Осининские слои из бассейна Анадыря содержат остатки тех же хвойных, что и койнатхунская свита О.М. Петрова, и, кроме того, *Pinus pagaevii* (Гасанов, 1969). В этих же слоях определена пыльца тсуги (*Tsuga*), *Abies*, *Picea sect. Omorica*, *P. sect. Eupicea*, *Pinus subg. Diploxylon*, *P. subg. Harpoxylon*, *Alnus* (древовидная), *Alnaster*, *Betula*, *Salix*, единичные зерна *Carpinus*, *Acer* и др. (Свиточ и др., 1973; Гасанов, 1969).

Аналогичные слои описаны Ш.Ш. Гасановым (1969) на восточном берегу залива Креста, где среди экзотов отмечены *Pech*, *Tilia*, *Yuglandaceae*. По заключению Р.А. Баскович, эти спектры "характеризуют темнохвойную тайгу с элементами широколиственной флоры" (с. 154). На Северной Чукотке (р. Ванкарем, в 34 км от устья) Ш.Ш. Гасанов (1969) устанавливает для того же времени лесотундровые условия. Спектры койнатхунской свиты О.М. Петрова вполне соответствуют спектрам осининских слоев Ш.Ш. Гасанова³. Но О.М. Петров считает, что эти спектры характеризуют континентальный этап осадконакопления, а Ш.Ш. Гасанов полагает, что во время накопления осининских слоев происходила смена морского режима осадконакопления на континентальный. В последнее время состав флоры осининских слоев пересмотрен. Она признана бореальной и датирована поздним миоценом (Никитин, 1979).

При сопоставлении приведенных данных с данными более континентальных районов Сибири, например районом р. Алдан (Баранова, Бискэ, 1964), можно видеть, что флористическое сходство миоценовых⁴ спорово-пыльцевых спектров очень велико. Рубеж раннего и среднего миоцена охарактеризован "буковым палинокомплексом", включающим пыльцу термофильных видов, отсутствующих в подстилающих слоях (Баранова, Бискэ, 1979а), из чего сделано заключение о существовании в то время климатического оптимума (Бискэ, 1975; Баранова, Бискэ, 1979б).

Во второй половине миоцена произошло похолодание, при котором широколиственные леса палеогена Арктики в районе Берингии сменились хвойными (Городков, 1952; Wolfe, Leopold, 1967). Северный чукотский шельф в палеоген-миоценовое время испытывал опускание (Пуминов и др., 1972; 1973). По тем же данным, на Северной Чукотке в миоцене существовали ольхово-березовые леса с большим участием экзотов хвойных и широколиственных пород. Были распространены сфагновые болота.

К среднему-позднему миоцену относится формация Бофорт, известная по

³ Слои, аналогичные осининским, имеются на Индигирке (Гасанов, 1969).

⁴ В работе Ю.П. Барановой и С.Ф. Бискэ (1964) упоминаемые нами спектры датированы плиоценом и, следовательно, должны относиться теперь к миоцену, как и койнатхунская свита.

довольно многим местам Канадского Арктического архипелага. Из этой формации определены макроостатки *Picea banksii*, *Pinus* cf. *strobus*, *Larix*, *Metasequoia*, *Alnus*, *Juglans*, а также пыльца *Saxa*, *Corylus*, *Tilia* и др. (Хиллс, Файлс, 1973). Такой набор весьма соответствует данным по Новосибирским островам (Труфанов и др., 1979; Архангелов и др., 1979). Последние авторы датировали полученные спектры предположительно ранним миоценом. Однако в более ранней работе (Крэг, Файлс, 1965) формация Бофорт выглядела иначе. Указывалось, что в ее слоях обнаружена пыльца белой канадской ели, *Pinus*, *Betula*, *Alnus*, травянистых, *Ericaceae*, папоротников и мхов. В таком виде отличие формации Бофорт от данных А.П. Пуминова и др. (1972) по Северной Чукотке может быть обусловлено несколько более северным положением местонахождений этой формации.

В позднем миоцене открылся Берингов пролив. Поскольку шельфы оставались осушенными, пролив был узкий и длинный. Он существовал, по-видимому, до раннего плиоцена (Hopkins, 1967)⁵.

Сухопутные фауны того времени в Северной Америке и Евразии развивались независимо друг от друга и характеризовались множеством эндемичных форм в отличие от более космополитных фаун раннего и среднего миоцена и плиоцена (Hopkins, 1967). Это различие и указывает на существование Берингова пролива. Фактически развитие эндемизма может расцениваться как косвенное доказательство, однако в данном случае оно соответствует представлению о проникновении в Арктический бассейн предков моржей, что, по мнению Е.А. Анбиндера (1970), могло произойти в раннем миоцене (20 млн лет назад), но, по-видимому, произошло в конце этого периода.

К.К. Чапский (1970) подверг критике концепцию В.Д. Мэтью (Matthew, 1939) и Д.Л. Дэвиса (Davies, 1958) об арктическом происхождении ластоногих (Pinnipedia). Он считает, что специализация ластоногих развивалась в умеренных широтах. Здесь в довольно теплых водах предки ластоногих начали осваивать водную среду и впоследствии продвинулись в Арктику, где приспособились к жизни в холодных водах. Однако К.К. Чапский придерживается мнения, что в миоцене в Арктике, возможно, было лишь немного теплее, чем теперь. Эта точка зрения не может быть принята, поскольку Арктический бассейн тогда еще окружали леса со значительным обилием тургайских элементов. По М.Д. Удварди (Udwardi, 1963), арктотретичные леса населяла авифауна, характерная для современных смешанных лесов. Если ластоногие действительно сформировались в умеренных широтах, то можно полагать, что нынешнее свое обличье они обрели в высоких широтах.

Конец миоцена ознаменовался крупными тектоническими движениями, в результате которых образовались или обновались современные горы. С этого времени начали развиваться комплексы горных тундр (Бискэ, 1975; Бискэ, Баранова, 1973, 1976; Баранова, Бискэ, 1979а, б). Другими словами, в конце миоцена в районе Берингии и южнее возник гольцовый пояс, сыгравший впоследствии огромную роль во флорогенезе Голарктики. По-видимому, в миоцене окончательно сформировались основные черты морфологически структурных комплексов Чукотки (Беспалый, Максимов, 1971; Шилов и др., 1971; Шилов, Беспалый, 1977).

Вопрос о границах миоцена и плиоцена в юго-восточной части Берингии до настоящего времени остается открытым (речь идет об абсолютных датах порядка 6–5 млн лет назад (Точилина, 1981)). В литературе неоднократно указывалась дата 2,5–2,4 млн лет назад (Haas, 1971; Kling, 1973). И до сих пор здесь имеются глубокие противоречия, в основе которых лежат теоретические позиции исследователей. Палеоэкологический метод для создания реконструкций и выявления экостратиграфических характеристик прошлого требует от исследователя более комплексного, широкого подхода. Исследования Г.П. Леонова (1973), С.В. Мейена (1971), В.А. Красиловой (1977) доказывают, что комплексный подход дает представление о биогеоценози-

⁵ В это же время в Печорской и Западно-Сибирской низменностях море отступило (Генералов и др., 1970).

ческой системе прошлого как о едином целом, а изменение каких-либо условий вызывает по принципу прямых и обратных связей изменения в самой системе, трансформируя структурно эти связи и ее параметры. В арсенале исследователя не всегда могут быть данные по элементам связей прошлого, отчего субъективность выводов очевидна, о чем мы говорили ранее.

ПЛИОЦЕН. РАСТИТЕЛЬНЫЙ И ЖИВОТНЫЙ МИР

Как полагают А.П. Пуминов и др. (1972), в конце миоцена происходила крупная трансгрессия со стороны Берингова моря, в то время как на севере Чукотки море отступало. Начало неотектонического этапа эти авторы относят к середине плиоцена, когда стали формироваться Чаунская, Колочинская и другие впадины, в том числе в районе Берингова пролива. По А.А. Наймарку (1967), амплитуда деформаций миоценовой поверхности в плиоцене составляла не менее 500–700 м. Анадырский залив, согласно этому автору, существовал и в миоцене (с малоизмененной по сравнению с современной береговой линией), но в плиоцене морем затоплялась большая часть Нижне-Анадырской низменности и Красноозерская депрессия. Это подтверждается также исследованиями диатомовой флоры (Невретдинова, Терехова, 1973). Об этом же пишет Ш.Ш. Гасанов (1969), который полагает также, что "по экологическим условиям позднечетвертичное море Восточной Чукотки соответствовало современным условиям северной части Японского и южной части Охотского морей" (с. 144). По берегам плиоценового моря, согласно этому автору, существовала вертикальная поясность растительности.

По-видимому, в рамках плиоцена должны рассматриваться "грубообломочные слои с редкими линзами лигнитов и растительными остатками" (Наймарк, 1967. С. 61) чукотско-анадырских впадин, в том числе амгуэмской, которые датированы автором раннечетвертичным временем. На миоцен–плиоцен (около 14,8 млн лет назад) приходится палинокомплексы Пенжинской губы, в составе которых присутствуют пихта (*Abies*), ель (*Picea*), сосна (*Pinus subgen*), дугласии (*Pseudotsuga*), а также различные виды берез и другие лиственные породы (Красный и др., 1989). В основном здесь преобладали комплексы хвойно-лиственных лесов с преобладанием ели. Низкогорная суша, окаймляющая Пенжинскую губу, периодически затапливалась, а сама губа осушалась.

К среднему плейстоцену А.П. Васьковский отнес найденные на Малом Анюе *Picea canadensis*, *Larix cf. sibirica*, *Pinus pumila*. Однако в этих же слоях были единичные (по мнению А.П. Васьковского, переложенные из нижних слоев) зерна пыльцы тсуги (*Tsuga*), лещины и пр., кроме того, древесно-кустарниковая пыльца составляла 71–82%. Все это послужило С.Л. Хайкиной основанием для отнесения этих слоев к раннему плейстоцену (Васьковский, Терехова, 1970), но, скорее всего, это верхнеплиоценовые отложения.

По-видимому, данные о плиоценовой трансгрессии относятся к самому раннему плиоцену, когда она была продолжением позднемиоценовой трансгрессии.

В плиоцене леса берингийской суши состояли главным образом из хвойных пород с примесью мелколиственных (*Betula*, *Alnus*) и широколиственных (*Quercus*, *Ulmus*) (Баранова, 1967; Петров, 1965; Хопкинс, 1965; Hopkins, 1967a; Баранова и др., 1970; Бискэ, Баранова, 1973; Архангелов и др., 1979). Такие же леса росли в низовьях Яны, Омоя и Лены в первой половине плиоцена (Карташова, 1973; Пахомов и др., 1979; Баранова и др., 1968). С.В. Кац и др. (1970), а также С.В. Бискэ и Ю.П. Баранова (1973) пришли к выводу о существовании в верхнем плиоцене–нижнем плейстоцене Приморской низменности лиственнично-елово-березовых лесов с участием сосны, аналогичных современным лесам юга Восточной Сибири.

Д. Хопкинс (Hopkins, 1967a) придерживается мнения, что на самом БМС существовала болотная кустарничковая растительность (*muskeg*) с отдельными лесками *Betula*, *Alnus* и *Salix*. По Ж. Вольф и Э. Леопольд (Wolfe, Leopold, 1967), Берингия плиоценового времени была покрыта тундрой с отдельными рощами *Picea* и *Pinus*.

Р.Е. Гитерман и др. (1968) пишут, что "Чукотский полуостров в раннем эоплейстоцене (позднем плиоцене. — Ю.К., Н.Ж.-Ч.) был покрыт сосновыми лесами с примесью ели (*Picea*), пихты (*Abies*) и тсуги (*Tsuga*). В составе растительности участвовала кустарниковая березка (*Betula sect. Nanae*). В нижнем ярусе широкого развития достигали вересковые. Напочвенный покров состоял из зеленых и сфагновых мхов, папоротников. Наличие кустарниковой березки указывает на участие элементов тундровой флоры в растительных ценозах начала эоплейстоцена" (с. 180).

Берингия простиралась на юг дальше Чукотского полуострова (возможно, до Командоро-Алеутской гряды, как считал Г.У. Линдберг (1973), и вдоль ее южной окраины существовала темнохвойная тайга (Бискэ, 1975; Волкова и др., 1979). В плиоцене Северный океан еще не был "ледовитым"; климат характеризовался чертами умеренности (Толмачев, Юрцев, 1970). На п-ове Сьюард и близ залива Коцебу (Аляска) произрастали леса с *Chamaecyparis*, *Picea glauca*, *P. mariana* и тополем (*Populus*), смешанные с участками тундр (Colinvaux, 1967). Очевидно, под "тундрами" в плиоцене нужно понимать безлесные участки с различной низкорослой растительностью.

В среднем плиоцене, по-видимому, повсеместно в северных районах началась деградация третичной растительности; при этом в особо благоприятных районах она изменилась незначительно, в других быстро эволюционировала в холодостойкие комплексы (Axelrod, 1948). Богатые бореальные леса в течение плиоцена постепенно истощались на севере, но существуют и поныне в долине Амура, на побережье штатов Орегон и Вашингтон (Wolfe, Leopold, 1967). Исчезают тургайские элементы, начинает господствовать бореальная флора. Г.Г. Карташова (1973) указывает на отсутствие темнохвойной тайги в низовьях Яны и Омоя, следовательно, берингийская тайга была ограничена в своем распространении берингийскими районами и ближайшими горными системами.

По современным воззрениям, плейстоцену предшествовал длительный этап похолодания, а в плиоцене в горных районах высоких широт проявились первые континентальные оледенения (Будыко, 1974). Горные ледники Средней Азии и Южной Сибири также возникли в плиоцене и в периоды межледниковий полностью уже не исчезли. В плиоцене фиксируется не менее шести крупных синхронных наступаний льдов (Борисов и др., 1982). В позднем плиоцене существовало полупокровное оледенение в предгорьях Заилийского Алатау, так как эолово-ледниковые лёссовидные породы часто носили плащевидный характер, фиксировали поверхности выравнивания и располагались в ядрах конэрозионных структур (Костенко, 1978). Предполагается, что тогда возник и ледовый покров Антарктиды, сохраняющийся до сих пор. Конкретных данных о плиоценовых оледенениях в области Берингии не имеется. О.М. Петров (1976) считает, что растительность и климат конца плиоцена были сходны с современными. Однако данные разных авторов свидетельствуют о более теплом климате в то время. На северном побережье Чукотки (близ устья р. Рывеем) в плиоценовых спектрах преобладают *Betula* и *Alnus* (30–69%); пыльца и споры экзотов темнохвойных и теплолюбивых видов составляют 1,2–2,2%, а сосен — 0,7–1,2% от общего состава (Пуминов и др., 1972). Более точная датировка не указывается, но эти данные соответствуют тем, что приводит Ш.Ш. Гасанов (1969) для верхних слоев плиоцена, т.е. эоплейстоцена, за исключением экзотов, и данным по Новосибирским островам (Труфанов и др., 1979).

К сожалению, о возрасте слоев часто судят именно по спорово-пыльцевым спектрам, что затрудняет точное хронологическое сопоставление самих спектров⁶. Смена

⁶ На это обращал внимание Р.Г. Вест, который писал: "Слои со сходными спектрами могли образоваться в разные времена и в различной обстановке. Поэтому они не могут использоваться для привязки к хроностратиграфическим подразделениям сами по себе" (West, 1970. С. 69). Р.Г. Вест считает, что только радиоуглеродные датировки слоев позволяют достоверно увязать пыльцевые зоны. Одним из авторов нашей монографии (Кожевников, 1977а, 1979а) эта мысль была высказана независимо от Р.Г. Веста, но мнение палинолога в данном случае особенно ценно, поскольку на спорово-пыльцевой анализ возложены слишком большие надежды.

растительности является критерием для определения возраста слоев, а не наоборот. Кроме того, на основе "хорошо изученных в настоящее время связей литогенеза с климатическими факторами" (Будыко, 1974. С. 9) от геологов справедливо ожидать надежных сведений о климатических условиях разных периодов. Ш.Ш. Гасанов (1969), однако, привлекал для этой цели стратиграфические, геохимические и прочие признаки в комплексе, что существенно повышает ценность сопоставлений. Имеющиеся в настоящее время данные о плиоценовой растительности южных и северных приберингийских районов надежно свидетельствуют о существовании зональности в Берингии этого времени. Приведенные выше данные разных авторов позволяют сделать вывод, что к северу от современной Чукотки (т.е. на шельфе) климат ухудшался. Следовательно, близ северного побережья осушенной отмели климат был достаточно суров, чтобы обусловить существование арктических ландшафтов. Б.Н. Городков полагал, что "арктопустынный, или полярно-пустынный, тип растительности возник в конце третичного времени (вдоль северной окраины Берингии. — Ю.К., Н.Ж.-Ч.) и в полной мере приобрел свои специфические черты уже в начале плейстоцена" (Городков, 1952. С. 369).

С.Ф. Бискэ и Ю.П. Баранова (1973) представляют широтную зональность растительного покрова плиоцена в азиатской части Берингии следующим образом: "В раннем-среднем плиоцене с севера на юг располагались лесотундра (островная и шельфовая области); равнинные мелколистные и светлохвойные леса с примесью темнохвойных; горная светлохвойная тайга с верхним (т.е. высотным. — Ю.К., Н.Ж.-Ч.) ярусом лесотундры и тундры; темнохвойная тайга приморских окраин. В позднем плиоцене — смещение зон к югу, появление тундр на северных окраинах, разрежение горной тайги, расширение горных лесотундр и тундр; интразональные хвойно-мелколистные леса по речным долинам и внутригорным впадинам" (с. 20).

Таким образом, "холодный барьер" в Берингии конца верхнего плиоцена, о котором пишет А.В. Шер (1971), был не столь уж холодный, если в Берингии могла существовать хотя бы островная лесная растительность. Южнее тундры С.Ф. Бискэ и Ю.П. Баранова (1976) показывают гипоарктический пояс, в понимании Б.А. Юрцева (1966а). Последнее вносит заметную неопределенность в характеристику ландшафтов Берингии, поскольку сама концепция гипоарктического пояса противоречива, не согласована по исходным установкам и результатам анализа и не пользуется поэтому популярностью в ботанической географии (Кожевников, 1979а).

Что же касается животного мира всей Евразии, то установлено, что еще в позднем неогене существовала сухопутная связь между Африкой и Евразией, которая обеспечивала проникновение в Евразию африканских животных, сохранившихся там и в плейстоцене (Kahlke, 1986). Это немало говорит в пользу мобилизма (смыкание Африки с Европой). Среди мигрировавших животных были такие, как гишпопотам (*Hippopotamus*), которые вымерли с изменением климата, а также и такие, которые эволюционировали в новых условиях, дав миру в конечном счете таких представителей, как мамонт (*Mammuthus*) и шерстистый носорог (*Coelodonta antiquitatis*). Вместе с животными из Африки мигрировали и растения — представители вельвичиевой флоры по данным М.Г. Попова (1963). Среди них были предки рода *Sedum* (Fröderström, 1943).

Пишут, что в плиоцене началась эволюция мамонтов, дивергировавших от слонов (Шило и др., 1983). Однако, по представлениям К.К. Флерова (1979), экваториально-тропические териофауны сформировались и приобрели современный облик и ареалы уже в конце плиоцена, тогда как фауны палеарктическая и неарктическая окончательно сложились в конце плейстоцена (менее 100 тыс. лет назад) и в голоцене. Это относится не только к морфологическим чертам млекопитающих, но и к экологическим (Флеров, 1950, 1962б, 1970а, б). В то время окончательно сформировались два рода *Alces*, *Rangifer* и вымершие позднее три других рода — *Eucladocerus*, *Megaloceros* и *Cervales*. Несколько ранее сложилась и другая группа оленей — *Capreolus*, *Cervus nippon*, *Cervus elaphus*, подрод *Dama* — все характерные для

умеренных и субтропических зон Восточного полушария. Вся группа оленей, как указывают В.Г. Гептнер, В.И. Цалкин (1947), являлась автохтонной для Старого Света, и их азиатское происхождение не вызывает сомнения. *Cervus elaphus* мигрировали из Евразии в Северную Америку (Гептнер, Цалкин, 1947) уже позднее, как раз во время существования БМС в конце четвертичного периода. М.А. Мензбир (1934) полагал, что олени именно в плиоцене одним путем переселились из Азии в Европу через Персию, Малую Азию, Средиземноморскую область и далее уже на север и северо-восток Европы. Позднее, двигаясь на восток, они переселились через Азию в Северную Америку. Другим путем, как считает М.А. Мензбир, олени непосредственно из Азии переместились в Северную Америку.

Тогда же в Европе появились и слоны африканского происхождения, хотя М.А. Мензбир отнес их к азиатской группе животных.

Дифференциация африканских предков животных, по-видимому, начиналась сразу по прибытии их в Европу, и ранние формы там сохранялись в течение всего плейстоцена. Ранние формы мамонта (*Mammuthus chosacus*, *M. trogontherii*) известны из позднего плейстоцена Рима (Kotsakis et al., 1978). В бывш. Югославии слои среднего и верхнего виллафранка содержат остатки животных, слагавших фаунистическое сообщество теплой саванновидной степи (Malez, 1986).

О фауне птиц того времени мало что известно (Мензбир, 1934), хотя тогда и существовали полупресные моря: Понтическое, Акчагыльское, Апшеронское. Можно лишь предположить большое видовое разнообразие водоплавающих птиц на отмелях, лагунах этих морей. По-видимому, уже тогда происходила их миграция в виде передетов. Тем не менее в нижнем плиоцене среди птиц в Европе господствовали восточные и эфиопские элементы. Но уже в позднем плиоцене в Южной Европе начали появляться среди птиц и североазиатские мигранты (Jánossy, 1979, 1980).

Дифференциация многих видов животных, их миграции были обусловлены похолоданиями. Ранние формы мамонтов (*Archidiskodon*) известны из нижнего плейстоцена, например в ФРГ, из межледниковых тегеленских глин (Guenther, 1986). В Мосбахе во время гюнца уже обитали лошади (*Equus masbachensis*) (Die eiszeitliche..., 1980).

По представлениям П. Тейяра де Шардена (1965), к концу третичного периода "на поверхности Земли, по-видимому, царил полное спокойствие. От Южной Африки до Южной Америки, через Европу и Азию – раздольные степи и густые леса. Затем другие степи и другие леса. И среди этой бесконечной зелени мириады антилоп и зебровидных лошадей, разнообразные стада хоботных, олени со всевозможными рогами, тигры, волки, лисицы, барсуки – совершенно похожие на нынешних" (с. 152).

Берингия, как полагают некоторые авторы, была центром становления арктиотретичных флор или даже всей современной голарктической флоры (Красилов, 1973, 1976) и фауны (Stegman, 1963). Берингида являлась, согласно А.В. Шеру (1971, 1973, 1976; Шер, Зажигин, 1978; Sher, 1986), областью становления и развития плейстоценового комплекса млекопитающих, сложившегося еще в позднем плиоцене, т.е. когда, по другим данным, происходила трансгрессия. Бегуновская свита на р. Крестовке условно датирована первой половиной плиоцена и признана лесной таежной. В ней найдена пыльца *Larix*, *Picea*, в том числе *P. sect. Omorica*, *Pinus*, *Betula* sp., *B. sect. Nanae*, *Alnaster*, *Salix* и отсутствует пыльца *Artemisia*, *Chenopodiaceae* (Гитерман, 1985).

В слоях кутуях на р. Крестовке, относимых ко второй половине плиоцена, обнаружено несколько уровней с криогенными нарушениями, в нижней их части найдена пыльца *Picea*, а в верхней – семена *Picea*, хотя сказано, что преобладают кустарники и кустарнички (Шер и др., 1979). По версии авторов в начале накопления слоев кутуях господствовали лесотундровые ландшафты с лиственнично-березовыми лесами и участием *Picea*. Затем широко распространились тундры. Позднее вновь появляются лиственные леса, в последний раз в районе отмечена *Picea*. При попытке временной привязки (Sher, 1986) указано, что наиболее древняя, кутуяхская, фауна

грызунов отнесена ко времени 2,5–2 млн лет назад и в низовьях Колымы тогда уже существовала тундра. Однако по интерпретации СПС сделаны выводы, что в восточном секторе Российской Арктики в раннем плиоцене господствовала еще лесная растительность, но уже были обычны гипоарктические элементы (*Betula*, *Alnaster*).

В позднем плиоцене растительный покров становится более разреженным и распространяются лиственнично-березовые редколесья. Среди древесных пород Р.Е. Гитерман (1982) отмечает большое разнообразие видов древовидных *Betula*. Данные этого автора не позволяют согласиться с тем, что в низовьях Колымы тундра существовала задолго до плейстоцена. Но некоторые авторы разделяют эту точку зрения и утверждают, что на северо-востоке Азии тундра возникла в среднем плиоцене, как и степь на юге Западной Сибири (Архипов, 1981). Оснований для подобного суждения пока нет, тем более что близ восточного побережья моря Лаптевых в позднем плиоцене–раннем плейстоцене существовали светлехвойно-мелколиственные леса с единичными широколиственными породами (Плахт, 1979).

В то же время на юге Яно-Индигирской низменности господствовали ольхово-березовые леса с примесью хвойных и малым участием широколиственных пород. В Уиндинской впадине произрастали хвойные леса. Лесная растительность покрывала и северные районы низменности, но там заметную роль играли кустарниковая *Betula* и *Alnaster* (Рыбакова, 1962, 1972, 1978; Пирумова, Рыбакова, 1978; Рыбакова, Пирумова, 1980). Осининские слои по долинам рек Осиновая и Танюрер также имеют плиоценовый возраст (Новейшие отложения..., 1980). В них найдены шишки трех видов *Tsuga*, четырех – *Picea*, двух – *Pinus*, а также пыльца широколиственных пород (*Ulmus*, *Juglans*, *Tilia*, *Carpinus*, *Corylus* и др.) (Гасанов, 1969; Новейшие отложения..., 1980). Ряд исследователей, в том числе и авторы этой книги, считают, что на р. Осиновой существовала темнохвойная тайга и сосновые леса, а берега рек и понижения занимали заросли *Alnus*. Однако осиновские слои относятся к позднему миоцену (Никитин, 1979).

В палинокомплексах позднего плиоцена на р. Тнеквеем указаны *Tsuga*, *Picea*, *Pinus*, *Larix*, *Abies*, *Myrica*, *Osmunda* и единичные *Comptonia*, *Carya* (Фрадкина, 1976). С.В. Кац и др. (1970) пришли к выводу о существовании в позднем плиоцене–раннем плейстоцене Приморской низменности лиственнично-елово-березовых лесов с участием *Pinus*, аналогичных современным лесам юга Восточной Сибири. Отдельные лески из *Picea* и *Pinus* среди кустарничкового покрова с участием *Betula sect. Nanae* показаны для Берингии (Гитерман и др., 1968; Hopkins, 1967a; Wolfe, Leopold, 1967). Это могла быть и лесотундра, и северная тайга. Вдоль северной окраины Берингии, приходящейся на осушенные шельфы, в конце плиоцена начали формироваться безлесные ландшафты, появились тундры (Городков, 1952; Бискэ, Баранова, 1973). Надо сказать, что представления о ситуации на осушенных шельфах основываются лишь на догадках, а не на конкретных материалах.

Согласно новейшим данным, в позднем плиоцене в Берингии "большие площади были заняты лиственнично-березовыми редколесьями, зарослями кустарниковой *Betula*, *Alnaster*, болотами. Распространяются мезофитные травянистые тундры. Возможно, что в наиболее благоприятных условиях местообитаний еще сохранялись небольшие участки лиственнично-березовых лесов, в которых встречалась *Picea*" (Гитерман, 1985. С. 79). Это подтверждается и исследованиями отложений по разрезам в Пенжинской губе, где в составе палинокомплексов ель доминировала (Красный и др., 1989), а возраст комплекса фауны включает маастрихт.

Что же касается животного мира, то Р.С. Хоффман (1973, 1976) установил, что наибольшее количество идентичных или близкородственных таксонов Арктики Старого и Нового Света приходится на тундровых млекопитающих и птиц. Несколько меньше это соотношение у таежных и альпийских форм (причем родственные связи у замещающих видов более отдаленные, чем у тундровых викариатов, т.е. таежные и альпийские популяции близких видов Азии и Америки эволюционируют

более длительное время независимо друг от друга). Связи степных и пустынных животных Неарктики и Палеарктики существуют на уровне подвидов или "групп видов", а формы листопадных лесов обнаруживают лишь сомнительные таксономические связи. Такое соотношение зоогеографических групп Р.С. Хоффман (1973, 1976) проецирует на историю их миграций и делает вывод, что "в позднем плейстоцене в районе Берингийского моста суши господствовали тундровые или холодноствепные условия, в среднем или раннем плейстоцене – таежные (частично), а в раннем плейстоцене или позднем плиоцене – степные" (1973. С. 13). В растительном покрове Северо-Востока Азии и Северо-Запада Америки соотношение фитогеографических групп весьма аналогично соотношению зоогеографических групп, как об этом сказано выше, за исключением отношений арктоальпийской группы растений, имеющей теснейшие амфиазиатские связи. Но и среди животных арктоальпийские связи очень сильны, и Р.С. Хоффман, очевидно, их недооценивает, хотя в процессе эволюции эти связи могли ослабляться или, наоборот, усиливаться.

Если соотношение фитогеографических групп азиатской и американской приберингийских территорий рассматривать в связи с их внутренними континентальными территориями, то, вероятно, флористические связи последних следует считать более древними, чем связи собственно приберингийских территорий. Поэтому флористические связи степей Якутии и прерий Северной Америки, вероятно, совпадают со "степной фазой" миграций животных по Р.С. Хоффману, т.е. относятся к позднему плиоцену. Б.А. Юрцев (1962, 1966б, 1979; Yurtzev, 1963) считает возможным рассматривать эту связь как позднеплейстоценовую.

По мнению ботаника М.Г. Попова (1963), степи в Сибири сформировались далеко на севере, между 70 и 65° с.ш. в конце неогена, и оттуда распространились к югу (их современное положение). Зоогеограф М.А. Мензбир считал, что в формировании открытых ландшафтов высоких широт степные элементы предшествовали тундровым. Это представление встретило критику А.И. Толмачева (1927), который пришел к выводу, что "в ряду элементов арктической флоры степной элемент должен быть признан более молодым, чем арктоальпийский" (с. 34). Это не вызывает сомнений, если речь идет о современных элементах арктической флоры. Но М.А. Мензбир, очевидно, смотрел глубже. Существование степной, а скорее саванновидной растительности в форме фрагментов среди сухолюбивой лесной растительности в конце плиоцена кажется очень вероятным на территории севера современной Якутии, в которой до сих пор сохраняются древние растения вроде хвойника (*Ephedra*).

Таким образом, в плиоцене через Берингию мигрировали многие предковые формы современных викариатов Азии и Америки, распространенных преимущественно в умеренных широтах, в том числе ряд степных видов (Юрцев, 1962, 1963, 1966б, 1968; Yurtzev, 1963), которые в настоящее время имеют дизъюнкцию между якутскими степями и североамериканскими прериями. Но большей частью на названных территориях в настоящее время распространены корреспондирующие (близкородственные систематически и замещающие друг друга экологически) пары видов.

По данным энтомологов, Берингия, с одной стороны, являлась ареной миграций насекомых с континента на континент, с другой – была центром формообразования. А.И. Куренцов (1963, 1973) считает, например, что ряд арктоальпийских насекомых, распространенных в наше время в горах Восточной Сибири и Западной Америки, сформировался в Берингии. Согласно этому же автору, к числу древних мигрантов через Берингию относятся горно-степные виды, тогда как в других работах говорится о сугубо степных насекомых. Их первое появление в Берингии датировано концом плиоцена (Киселев, 1979). Э.Г. Матис, Л.А. Глушкова (1973, 1976), основываясь на характере распространения прямокрылых насекомых, жуков-щитоносок и многих других насекомых, утверждают, что Берингия была территорией с центром ангарского и берингийского видообразования насекомых лишь в позднее геологическое время, когда отсутствовал климатический барьер. Амфиберингийские

связи обнаруживают также неморальные и бореальные виды насекомых (Куренцов, 1973; Городков, 1973). По мнению К.Б. Городкова (1973), "обширные пространства берингийской суши явились, по-видимому, той территорией, где частично или полностью последовательно формировались зональные комплексы широколиственных лесов, равнинной тайги и позже – тундры" (с. 167). Согласно Г. Таунзу (Townes, 1963), аляскинские представители наездников в систематическом отношении ближе к евразийским, чем к восточноамериканским. Весьма показательны и фаунистические отношения среди наездников. На Аляске обитают 33 вида наездников Ephialtinae, из них 21, т.е. 64%, имеется и в Европе. С другой стороны, из 51 вида этих наездников в восточных штатах США только 16 (31%) живут в западных штатах. Таким образом, центральные штаты Америки со степной и полупустынной растительностью являют собой более существенный барьер для распространения этих лесных насекомых, чем Берингов пролив и вся Северная Азия. Такие отношения, несомненно, обусловлены исторически, а не современной обстановкой. Вероятно, европейско-аляскинские фаунистические отношения сложились не позднее плиоцена, когда вдоль северной окраины Азии еще существовали непрерывные леса, в том числе в Берингии. Тундровые связи современных насекомых Старого и Нового Света наиболее значительны, т.е. общность состава видов и там и здесь очень высока. Поскольку упомянутые исследования К.Б. Городкова касаются только гумидных групп насекомых, то естественно, что интерпретация степных условий из рассмотрения выпадает. Такой подход является примером того, что палеогеографическая реконструкция на основе узкой биогеографической группы может мало соответствовать реконструкции на основе другой группы. Очевидно, должны складываться интерпретации палеогеографических условий по многим группам. При этом возникает какая-то общая картина и каждый исследователь, добавляющий мазок в эту картину, должен оценить ее сначала в целом и поразмыслить, какие позитивные и негативные данные его исследований соответствуют или не соответствуют этой картине.

А.А. Кищинский (1972, 1974), воспроизводя историю формирования териофауны и арктоальпийской орнитофауны Восточной Сибири, касается вопросов обмена через Берингию. Хотя он пользуется биогеографическим методом, т.е., основываясь на современной географии и экологии животных при попытках "привязать" миграции отдельных видов к какому-то определенному периоду, он вынужден использовать сведения по палеогеографии, полученные преимущественно на палеоботаническом материале. Ссылаясь на представление палеоботаников о господстве темнохвойной тайги, похожей на современную амуро-охотскую тайгу, в период, предшествовавший максимальному оледенению, А.А. Кищинский предполагает, что существовал цельный восточносибирско-берингийско-западноамериканский ареал предков соболя, который распался в период обезлесения Берингии на американскую и азиатскую популяции, претерпевшие впоследствии эволюционные изменения до двух самостоятельных видов. Между Старым и Новым Светом было по крайней мере 10 миграций кунных (необязательно в одном направлении). При этом эндопаразиты (гельминты) отставали от своих хозяев (хотя с этим полностью нельзя согласиться, см. более подробно дальше) и формирование гельминтофаун кунных Палеоарктики и Неоарктики шло в значительной мере самостоятельно (Контримавичус, 1973).

Миграция гельминтов зависит от перемещений многих групп позвоночных, так как некоторые из них являются промежуточными хозяевами паразитов. Существенное влияние на гельминтов оказывает и абиотическая среда, хотя они и сидят в утробе животных. Однако их яйца попадают в эту среду, и, если хозяева перебрались в новые условия обитания, последние могут не соответствовать требованиям, необходимым для прохождения начальных стадий развития гельминтов. Поэтому они и отстают от своих хозяев точно так же, как и эктопаразиты (Holland, 1963).

Дж. Кольберт (1968) пишет, что куньи – в основном обитатели умеренных и прохладных климатов, а виввериды – мягких субтропических и тропических. То, что куньи распространились в Старом Свете, а виввериды нет, свидетельствует, по

мнению Дж. Кольберта, об умеренности условий в Берингии. По выражению Г. Симпсона (Simpson, 1947), Берингия была "мостом-фильтром", пропускавшим одних и задерживавших других млекопитающих. Умеренная обстановка в Берингии, как думает Дж. Кольберт, сложилась уже в олигоцене и миоцене. Эта умеренность вполне соответствует представлению о таежных ландшафтах в плиоцене.

Рассматривая миграции или распространение гельминтов, большинство исследователей считают (Дубинин, 1948; Дубинина, 1972), что эволюция их все-таки, вопреки мнению В.Л. Контримавичуса (1973), протекает весьма сопряженно, вместе со своими хозяевами. Таким образом, одни исследователи являются, как указывает Э.И. Прядко (1972, 1976), приверженцами "филогенетического параллелизма", другие – сторонниками того, что формообразование новых видов гельминтов протекает независимо от их хозяев. Более подробно распространение и расселение гельминтов, связанных с их эволюцией на территории Берингии, рассмотрим на примере оленых.

Э.И. Прядко (1976) считает, что к появлению оленьих территория суши планеты была представлена Арктогеей, в которую входили Африка, Евразия и Северная Америка, имевшие к тому времени сухопутные связи, т.е. тогда уже существовала Берингия. Именно тогда из Старого Света в Новый по Берингийскому мосту проникли разные формы оленей, которые занесли свои формы гельминтов. Вопрос лишь в том, какие это были формы и были ли они вообще на видовом уровне, возможно их проникновение было на уровне родов, отрядов или даже семейств.

Экологический диапазон существования оленей на протяжении их эволюции был чрезвычайно широк – болота, леса, горы. Кроме того, на протяжении сотен тысяч лет олени контактировали с другими многочисленными группами животных, в том числе и с парнокопытными. Более того, находясь в разных экологических нишах, они как-то контактировали и с другими, в частности позвоночными и беспозвоночными, животными, некоторые из них являются промежуточными хозяевами. Тем более что, например, ряд моллюсков существуют 10–30 млн лет, а вспышка их эволюционного развития произошла значительно раньше (Цейнер, 1963), чем у млекопитающих. Поэтому можно сделать вывод, что на развитие и формирование гельминтофауны парнокопытных, и в частности оленьих, влияли не столько их промежуточные хозяева, сколько сами конкретные хозяева.

Именно этот довод противопоставляется тезису В.Л. Контримавичуса (1973) о самостоятельности формирования гельминтофаун, впрочем, это может и не относиться к семейству кунных. Систематическая близость многих парнокопытных к оленьим, их экологическая близость и сходство экологических ниш, их биотопов, как указывает Э.И. Прядко (1976), существенно определяли степень влияния на формирование гельминтофауны и общность компонентов фауны паразитических червей Старого и Нового Света, тем более что скорости эволюции хозяев и паразитов в целом по доказательствам эволюционистов параллельны (Майр, 1968). Широкая дифференциация местообитаний и биотопов, в которых обитали олени, обусловила высокую их дифференциацию, вместе с ними дифференцировались и гельминты. Кроме того, их развитие было сопряжено с эволюцией семейства полорогих, что могло повлиять на обмен между ними своими эндопаразитами, которые также эволюционировали. Таким образом, процессы формирования фауны оленей и их гельминтов шли параллельно. Именно этим объясняется большое сходство фауны оленей Старого и Нового Света, что отразилось в свое время на специфике формирования их паразитофауны (Прядко, 1976); ее высокое сходство выражено соотношением

$$\frac{66}{157} : \frac{43}{78} = \frac{\text{число родов}}{\text{число видов гельминтов}}.$$

Как видно, для Старого Света гельминтофауна оленьих характеризуется большим родовым и видовым составом. Вся же гельминтофауна копытных в целом по

Палеарктике составляет 27 семейств, 66 родов и 157 видов, или 85,5% всех видов, зарегистрированных в Голарктике (Прядко, 1976). В то же время около половины родов (42,6%) гельминтов присуще в основном Палеарктике, из которых 31 род — эндемики.

В Неарктике присутствуют все семейства гельминтов, регистрируемые ныне в Палеарктике, что свидетельствует в первую очередь о молодости гельминтофауны Неарктики, и, естественно, она беднее.

На примере сходства гельминтофауны баранов рода *Ovis* Старого и Нового Света рассмотрим особенности миграции эндопаразитов этих животных и пути ее формирования. Сегодня, если говорить о гельминтофауне баранов конкретно Чукотки и Аляски, то вряд ли можно судить о ее сходстве однозначно, поскольку оно проявляется лишь на родовом уровне (*Protostrongylus* и *Moniezia*). Главная причина этого обстоятельства — возможно, недостаточная изученность паразитофауны баранов обоих регионов, несмотря на высокую общность фауны млекопитающих. На наш взгляд, недостаточная изученность фауны эндопаразитов подтверждается и низким коэффициентом сходства гельминтофауны баранов Якутии и Чукотки (всего лишь 5,9%), что было отмечено ранее (Железнов, 1980а, б, 1990). Именно поэтому коэффициент сходства гельминтофауны баранов Северной Азии и Северной Америки низкий, всего 10,8, а общими являются всего лишь четыре вида гельминтов: *Moniezia benedeni*, *M. expansa*, *Skrjabinema ovis*, *Ostertagia circumcincta* (Железнов-Чукотский, 1994).

Возможно, за счет более широких исследований гельминтофауны баранов обеих биогеографических областей Северной Азии и Северной Америки общность гельминтофауны увеличится, но, на наш взгляд, незначительно. К этому выводу нас привел ряд обстоятельств, появившихся в процессе эволюции гельминтофауны и повлиявших на ее ход и формирование. Во-первых, гельминтофауна снежных баранов Северной Азии по возрасту, как мы уже отметили, более старая, а во-вторых, претерпел изменения ее видовой состав, в котором появились новые виды в процессе эволюции уже за счет влияния со стороны одомашненных копытных, чего не было в Северной Америке. Одомашненные животные туда завозились уже прирученные человеком из Европы и Африки примерно в XV–XVI вв.; перемещение же диких копытных из Европы и Азии в Северную Америку произошло до последнего разрушения Берингийского сухопутного моста, где-то 10 тыс. лет назад (Norkins, 1967). Причем, эти перемещения были не только неоднократными, но и обратными, из Северной Америки в Евразию. Как указывает Э.И. Прядко (1976), поскольку в Северной Америке нет ни одного эндемичного семейства гельминтов, то формирование гельминтофауны в целом проходило на территории Палеарктики. Но любопытен тот факт, что общие для баранов Северной Азии и Северной Америки два семейства гельминтов — мониезий и протостронголиды — имеют не все представители полорогих (*Bovidae*). По-видимому это означает, что эволюция быков и козлообразных (козлов и баранов, а также газелей) шла не сопряженно, а самостоятельно. Но мы уже упоминали, что эволюция гельминтов и хозяина в одних случаях идет сопряженно, в других — отдельно. По-видимому, и эволюция быков также протекала самостоятельно, отдельно от общего ствола всех полорогих, куда входят и бараны. На этом основании Э.И. Прядко (1976) считает, что все бараны и козлы, возможно, приобрели гельминтов семейств протостронголид и мониезий уже от оленей, поскольку у них есть общие черты их экологии, тем более что олени Палеарктики были автохтонами (Гептнер, Цалкин, 1947).

Таким образом, можно сделать вывод, что гельминтофауна баранов Нового Света за исторический период, с одной стороны, имела зависимость от формирования гельминтофауны снежных баранов и других жвачных Северной Азии, а с другой — эта зависимость могла быть незначительной ввиду многократных перемещений диких копытных животных через Берингийскую сушу.

В отличие от степного биома Берингии в плиоцене ее таежный биом интерпретируется как в значительной степени автохтонный (Сочава, 1933; Hultén, 1937a, 1963; Букс, 1973; Куренцова, 1973; и др.). В низовьях р. Анадырь А.А. Свиточ (1980) с сорудниками получили термолюминесцентную датировку 736 ± 85 тыс. лет, которую они отнесли условно к позднему плиоцену. Они установили, что в то время здесь росли хвойные леса с примесью широколиственных пород. На автохтонную преемственность, которая выразилась в трансформации арктотретичных элементов в современную североохотскую флору, указывает А.П. Хохряков (1973, 1976). По его мнению, именно арктотретичные мезофильные лесные комплексы видов трансформировались на месте в субарктические и субальпийские, а затем – в арктические и альпийские, тогда как ксерофильный комплекс видов Северной Охотии является преимущественно миграционным.

Эволюция растительного покрова в Юго-Западной Охотии шла от темнохвойных лесов с примесью широколиственных (теплые эпохи) к светлохвойным лесам и далее к тундрам (холодные эпохи) (Смирнова, 1983).

По данным О.А. Брайцевой, И.В. Мелекесцева, И.С. Евтеевой и др. (1968), в плиоцене в Центральной Камчатке были сформированы темнохвойные еловые леса с примесью пихты (*Abies*), лиственницы (*Larix*), сосны (*Pinus*), березы (*Betula*) и многих видов широколиственных, составляя в целом основной фон темнохвойной тайги. Склоны гор занимал стланник (*Pinus pumila*).

Произрастанию таких лесов могли соответствовать особые климатические условия. Время перехода от плиоцена к началу плейстоцена характеризовалось более теплым климатом, чем современный (июльские температуры от $+17$ до $+22^\circ\text{C}$, а осадков было более 500 мм/год). В начале плейстоцена июльские температуры были уже ниже ($+13$, $+14^\circ\text{C}$), осадков меньше (Брайцева, Мелекесцев, 1974). Сходная картина для плиоцена, но с усилением примеси еловых, сосново-лиственных и лиственных лесов была на Восточной и Северной Камчатке. Эти авторы отмечают, что уже в раннем плейстоцене на Камчатке, особенно в Центрально-Камчатской депрессии, по результатам анализа спектра отложений отмечено начавшееся похолодание.

Берингийская тайга в плиоцене была местом формирования *Picea ajanensis*, которая распространилась и в Северную Америку, обособившись там в *P. sitchensis*. Близость этих видов такова, что специалист по хвойным Е.Г. Бобров (личное сообщение) не счел необходимым различать эти виды. Эта же тайга была каналом миграции многих видов, не являющихся в строгом смысле таежными, таких, как *Salix pseudopentandra*, обособившейся в Северной Америке в *S. serissima* (Скворцов, 1960).

О берингийской тайге свидетельствуют и зоогеографические данные. Благоприятная экологическая обстановка в Берингии, способствовавшая трансконтинентальным миграциям таежных обитателей, в частности куньих, по мнению некоторых зоогеографов, могла сложиться в Берингии, как было отмечено, еще в миоцене и даже в олигоцене.

Таким образом, накопленные к настоящему времени данные позволяют судить о том, что Берингия плиоценового времени была одним из центров формирования темнохвойной тайги. Концепция А.И. Толмачева (1954) о южносибирском горном происхождении темнохвойной тайги оказалась не противоречащей концепциям А.Н. Криштофовича (1924), Р.В. Чэни (1968) и М.Г. Попова (1963) о ее северном происхождении, а дополняющей их, т.е. тайга возникла политопно. К этой мысли подошел А.П. Хохряков (1965) при анализе таежных археофитов. Большое количество современных викарирующих видов Северо-Восточной Азии и Северо-Западной Америки объяснены своим происхождением берингийской связи в плиоцене. Ниже приведены примеры.

Северо-Восточная Азия: *Picea ajanensis*, *Betula platyphylla* ssp. *minutifolia*, *Populus tremula*, *Ribes dikuscha*, *Rosa amblyotis*, *Mertensia kamtschatica*, *Geum aleppicum* ssp.

aleppicum, *Corydalis sibirica*, *Dryas grandis*, *Utricularia vulgaris* ssp. *vulgaris*, *Sorbus sambucifolia*.

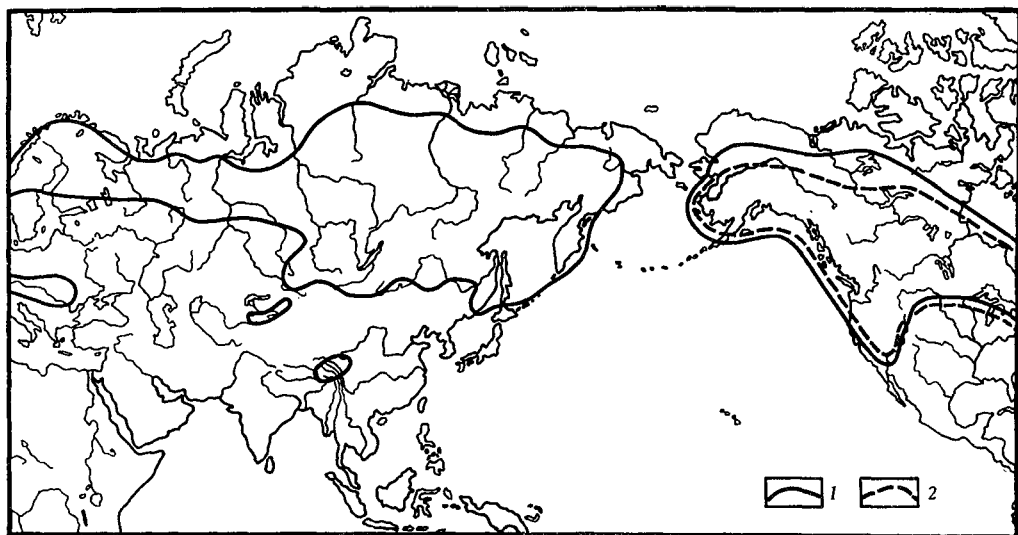
Северо-Западная Америка: *Picea sitchensis*, *Betula kenaica*, *Populus tremuloides*, *Ribes hudsoniana*, *Rosa nutkana*, *Mertensia paniculata*, *Geum aleppicum* ssp. *strictum*, *Corydalis aurea*, *Dryas drummondii*, *Utricularia vulgaris* ssp. *macrorhiza*, *Sorbus sitchensis*.

Берингийская тайга существовала до конце неогена или даже позднее. В позднем миоцене, когда открылся пролив, образовался ледовый покров Арктического бассейна. Вдоль северной окраины суши, приходящейся на осушенный шельф (азиатская часть Берингии), сформировалась равнинная тундра (Бискэ, 1975; Бискэ, Баранова, 1976), южнее которой авторы показывают гипоарктический пояс в понимании Б.А. Юрцева (1966а).

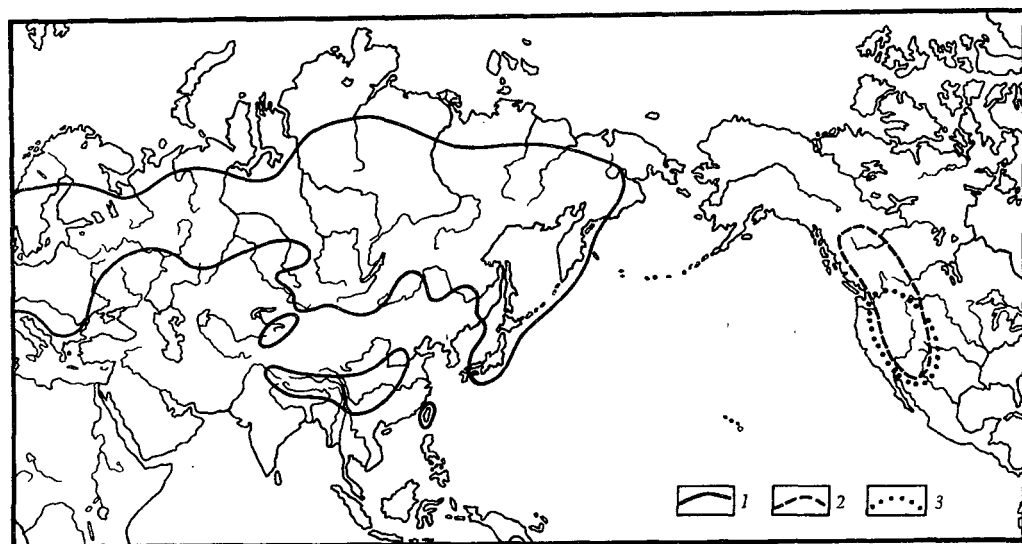
Та же самая берингийская тайга являлась миграционным каналом для бурундука (*Tamias*) из Америки в Азию (Кищинский, 1972), белки-летяги (*Pteromys-volans*), бобра (*Castor*) (Hopkins, 19676) и ряда лесных таежных птиц: сойки (*Garrulus*), кедровки (*Nucifraga*), мохноногого сыча (*Aegolius funereus*), трехпалого дятла (*Picoides tridactylus*), свиристели (*Bombycilla*), некоторых гайчек (*Parus palustris*), представляющих в наше время замещающие расы Северо-Востока Азии и Северо-Запада Америки (Stegman, 1963). Б.К. Штегман полагал, что Берингия была одним из центров формирования бореальной орнитофауны и перекрестком миграционных путей. В настоящее время такого взгляда придерживается А.А. Кищинский (1974). Эта точка зрения подтверждена на взаимоотношениях американских и азиатских представителей тетеревиных птиц (Потапов, 1970). Как и соболев, тетерева являются облигатными лесными птицами. Они не способны к непрерывному полету на расстояние более 1 км, а в зимнее время питаются веточным кормом на деревьях. Американская и азиатская филогенетические ветви тетеревов не уступают друг другу по степени эволюционной продвинутости, т.е. нет никаких оснований считать, что данное семейство имеет американское происхождение. Эти ветви представляют своего рода угол, вершина которого находится в Берингии. Именно здесь обитала исходная форма современных тетеревов. Когда обстановка в Берингии ухудшилась и леса начали деградировать, предки тетеревов отступили на юг и в Азию, и в Америке, развиваясь далее изолированно.

В берингийских лесах благополучно обитали сойки, кедровки и другие птицы (Stegman, 1963). В процессе эволюции многие из них дивергировали, а некоторые виды сформировались в Америке и через Берингию уже вселились в Азию, образовав здесь новый вид. Другие, напротив, расселились в Америку из Азии и тоже дифференцировались до нового вида, когда связь популяций через Берингию прекратилась. Но некоторые птицы успели вернуться в Азию, откуда происходили их предки. Об этом свидетельствуют систематические отношения современных видов. Более примитивный в эволюционном отношении вид обитает на одном материке (Азии и Америки) совместно с наиболее продвинутым. Так, трехпалый дятел (*Picoides tridactylus*), по мнению Б.К. Штегмана, произошел в Америке, так как американский *Picoides arcticus* более примитивен по морфологическим признакам, чем *P. tridactylus*. Последний обособился как вид в Азии, но затем распространился и в Америку (рис. 6).

Другой характерный случай – когда наиболее примитивный и наиболее продвинутый виды населяют один материк, а промежуточный по эволюционной продвинутости вид живет на другом материке. Такую картину представляет распространение кедровок (*Nucifraga*) (рис. 7) и соек (*Garrulus*). Первые произошли в Америке, вторые (род *Perisoreus*) – в Азии. Приведенные примеры показывают роль Берингии в эволюции организмов, происходившей по следующей схеме. Исходный вид проник через Берингию на соседний материк, дал там более прогрессивную форму, которая затем вернулась на родину предков и еще более усовершенствовалась. Такая схема хотя и грубо, но отражает сущность происходившего в течение тысячелетий процесса. Интересно, что подобные же эволюционные отношения, т.е. миграция через Берингию на другой материк и возврат обособившейся расы, характерны и для растений-



Р и с. 6. Распространение трехпалых дятлов (по: Штегман, 1963)
1 – *Picoides tridactylus*; 2 – *P. arcticus*



Р и с. 7. Распространение кедровок (по: Stegman, 1963)
1 – *Nucifraga caryocatactes*; 2 – *N. columbiana*; 3 – *Cyanoccephalus cyanocephalus* (близка к роду *Nucifraga*)

мигрантов плейстоцена, но ничего неизвестно о подобных миграциях растений плейстоцена. Вероятно, здесь сказывается скорость расширения ареалов и эволюционных преобразований, которых у птиц, разумеется, больше, чем у растений.

А.В. Шер (1973, 1976) считает, что Берингия была также "важнейшим центром, из которого шла экспансия бореальных видов, освоивших Субарктику" (1973. С. 58). Обособление субарктических форм происходило в северных районах Берингии (намного севернее о-ва Врангеля). Таким образом, в позднеплейстоценовой Берингии происходили миграции и последующая эволюция видов южных и северных территорий материков, которые она связывала.

О формировании бореального растительно-флористического комплекса в

Берингии писал В.Б. Сочава (1933). Отголоски этой растительности обнаруживаются еще и теперь в виде формаций, составляющих берингийскую фратрию формаций (Букс, 1973, 1976). Согласно И.И. Букс, признаками этих формаций являются "стабильное ядро видов-доминантов и эдификаторов (*Picea ajanensis*, *Pinus pumila*, *Larix kurilensis* и др.), приуроченность к олиготрофным местообитаниям, их связь с климатами муссонного типа, преобладание горно-таежных группировок и некоторые другие" (с. 183).

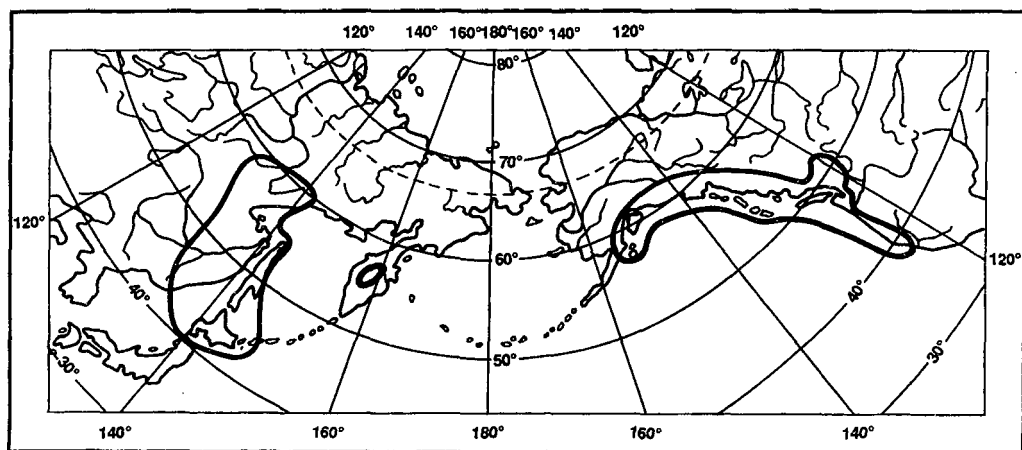
Г.Э. Куренцова пришла к выводу, что "Берингию можно рассматривать не только как один из центров возникновения ряда современных бореальных видов флоры Сихотэ-Алиня, но и как место, на котором происходило первичное формирование их биогеоценозов" (Куренцова, 1973. С. 182)⁷. Этот вывод сделан на основе анализа общих и викарирующих видов растений, в том числе деревьев Сихотэ-Алиня и Северной Америки. Наглядным примером викаризма темнохвойных деревьев, происшедших от какого-то общего берингийского предка, является *Picea ajanensis* (Азия) и *P. sitchensis* (Америка) (рис.8).

Интересные отношения сложились между видами из секции *Pentandrae*. А.К. Скворцов (1960) считает, что наиболее древним видом этой группы является *Salix paraplesia*, обитающая в Китае (рис. 9). На древность вида указывают его морфологические признаки, но, кроме того, его ареал приходится на область сосредоточения многих древних видов. *S. paraplesia* является исходной формой для четырех других видов группы *Pentandrae*. Из них два вида европейские, один сибирский и один американский. Надо думать, что центрально-восточносибирская *S. pseudopentandra* отщепилась от *S. paraplesia* и в плиоцене обитала в лесах Берингии, проникнув и в Новый Свет. Согласно А.К. Скворцову, этот вид занимает наиболее обособленное положение в группе, что можно рассматривать как признак его древности. Однако нельзя исключить и то, что вплоть до Берингии была распространена исходная форма группы – *S. paraplesia*, а *S. pseudopentandra* сформировалась позднее в связи с похолоданием. Как бы то ни было, ясно одно, что один из этих двух (отнюдь не практических) видов проник в Америку. Там он вынужден был отступить к югу во времена оледенений и постепенно трансформировался в особый вид, распространенный в настоящее время в американской тайге. А.К. Скворцов напрасно расценивает отношения китайской и американской ив из секции *Pentandrae* как аналогию с китайско-юго-восточноамериканской дизъюнкцией экзотов, миграция которых происходила значительно раньше – в конце мела и в начале третичного периода.

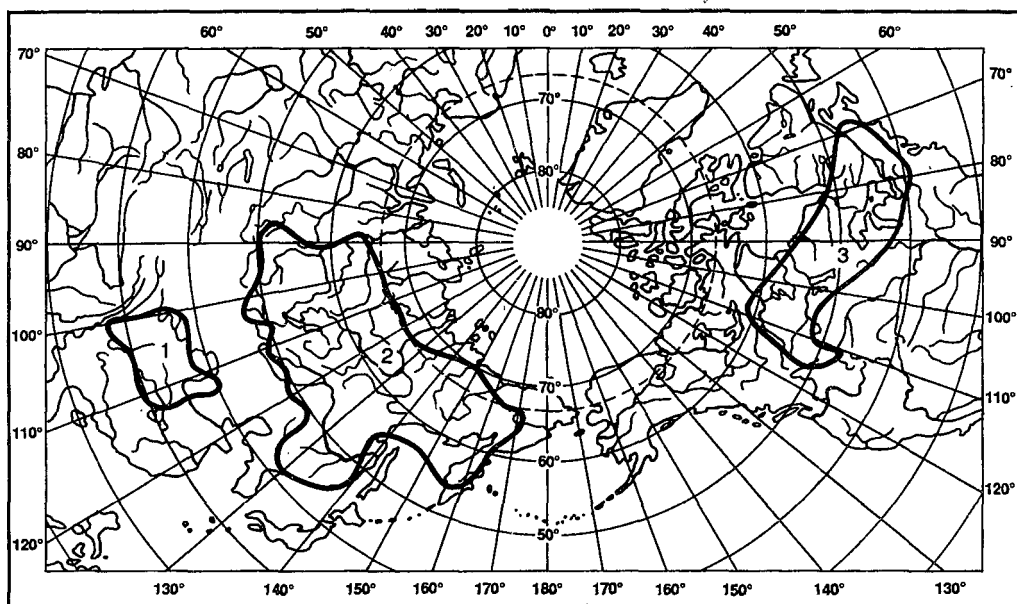
Современные ареалы *S. pseudopentandra* и *S. serissima* (см. рис. 9) свидетельствуют о более поздней миграции их предков в обстановке умеренной тайги. Имеются также другие случаи близкого родства американских и азиатских ив, причем некоторые из них в настоящее время населяют районы, значительно удаленные от Берингии.

Подобные отношения характерны для многих родов. Анализируя флору о-ва Сахалин, А.И. Толмачев (1959) привел ряд транспацифических викариатов: *Lysichiton kumtschatcense* – *L. americanum*, *Diphylleia grayi* – *D. cymosa*, виды *Aralia*, *Stenanthium* и др. Он указал также ряд видов, общих для Сахалина и Северной Америки, но отсутствующих на Камчатке: *Vaccinium ovalifolium*, *Cornus canadensis*, *Symplocarpus foetidus*, *Osmunda cinnamomea*, *Onoclea sensibilis*, *Petasites palmatus*, *Sanguisorba sitchensis*. Таким образом, начиная с позднего мела от Берингии и прилежащих к ней районов на Американском и на Азиатском материках отступали к югу "волны" растений. Их

⁷ Сторонником концепции о полярном происхождении тайги был Р.В. Чэни (1968). Ранее эта концепция развивалась А.Н. Криштофовичем и М.Г. Поповым наряду с концепцией А.И. Толмачева о южно-сибирском горном происхождении тайги (Толмачев, 1943, 1954). А.Н. Криштофович (1958), например, писал: "Нет сомнения, что сплошной покров хвойных пород как зона спустился в Ангариде с севера, хотя этому способствовало опускание этих пород со склонов гор на равнины и далее к югу" (с. 29). Наличие в миоцен-плиоценовое время одних и тех же хвойных на северо-западе Америки и северо-востоке Азии уже давно служило основой для допущения существования в Берингии по крайней мере участков темнохвойной тайги.



Р и с. 8. Ареалы *Picea sitchensis* на северо-западном побережье Америки (по: Hultén, 1968) и *P. ajanensis* в Азии



Р и с. 9. Ареалы трех видов ив из группы *Pentandrae* (по: Скворцов, 1960)
1 – *Salix paraplesia*; 2 – *S. pseudopentandra*; 3 – *S. serissima*

отступление было обусловлено растущим похолоданием в высоких широтах. В палеогене мигрировали на юг субтропические экзоты, которые и образовали известную еще со времени Аса Грея китайско-юго-восточноамериканскую дизъюнкцию. В неогене из Берингии отхлынули вновь по обе стороны северной оконечности Тихого океана умеренные и бореальные элементы. Большое количество современных викарирующих видов Северо-Восточной Азии и Северо-Западной Америки обязаны своим происхождением берингийской связи в плиоцене (Кожевников, 1979а).

Огромное количество бореальных видов мигрировало в плиоцене через Берингию и не претерпело позднее трансформации в новые расы. В настоящее время эти виды населяют тайгу и Субарктику Северо-Восточной Азии и Северо-Западной Америки.

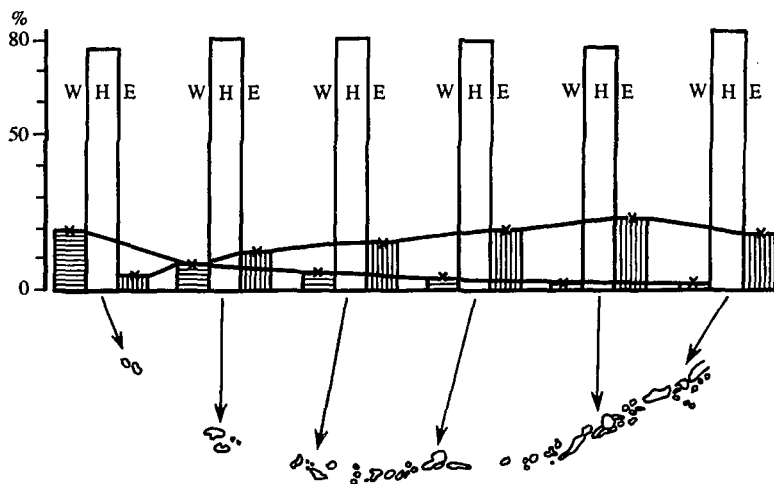
Ареалографический метод их исследования недостаточен для выяснения области их происхождения. Кроме бореальных видов через Берингию мигрировали также и арктоальпийцы и, как говорилось, степные виды. Многие степные виды, предки которых мигрировали через Берингию в плиоцене, в настоящее время не обитают в приберингийских районах, например, ряд полыней. Но это касается не только степных видов, для которых в современных приберингийских районах нет соответствующих условий. От приберингийских районов далеко отступили и многие обитатели болот и прочих сырых мест, мигрировавшие через Берингию в плиоцене, например *Carex diandra*. Это весьма типичный циркумбореальный вид, каких имеется огромное количество. Надо полагать, что после плиоцена американская и евразийская популяции подобных видов уже не вступали в контакт, однако дифференциации этих популяций не произошло. Ее не произошло и среди видов с подобной же дизъюнкцией, но с меньшими в целом ареалами, например у степных полыней (*Artemisia frigida* и др.) (Крашенинников, 1958; Коробков, 1973).

Многие бореальные виды птиц, которые мигрировали на соседний материк, а затем вновь вернулись на прародину, также не дифференцировались впоследствии, вплоть до нашего времени. А вернуться на прародину они могли, по-видимому, не позднее плиоцена.

Эволюция птиц идет более быстрыми темпами, чем растений (Stegman, 1963), поэтому видовая общность бореальных областей Северо-Востока Азии и Северо-Запада Америки среди птиц значительно ниже, чем среди растений. Но общность среди птиц все-таки имеется. Это свидетельствует о том, что у птиц, как и у растений, генетическая структура у одних видов более стабильна, чем у других. Одни виды способны к быстрой эволюции, тогда как другие словно застыли с плиоценового времени, несмотря на разобщенность популяций. Кроме того, ботаники понимают "вид" в более узком смысле, чем зоологи. Поэтому, как полагал Б.К. Штегман, в настоящее время не существует одинаковых видов хвойных для Северо-Востока Азии и Северо-Запада Америки. В этом Б.К. Штегман прав, поскольку, пока не было проведено обстоятельной систематической обработки, признавались близкородственные отношения между азиатскими и американскими лиственницами. Однако недавно показано, что эволюция лиственниц в Азии и Америке шла независимо друг от друга (Бобров, 1972). Ископаемая *Pinus monticola* (которая сохранилась до сих пор только в Калифорнии) из Северо-Восточной Азии теперь признается в качестве особого вида *P. itelmenorum* (Юрцев, 1974). Но *Picea ajanensis* и *P. sitchensis*, хотя и выделены как близкородственные виды, безусловно, имевшие в Берингии какой-то общий исходный тип, были сразу же после их открытия в первой половине XVIII в. описаны как разные виды.

Таким образом, если сопоставлять степень общности бореальных видов птиц и деревьев Северо-Восточной Азии и Северо-Западной Америки, имея в виду, что связь соответствующих популяций прервалась в плиоцене, получается, что среди птиц она выше, чем среди деревьев. По Б. Кесселю (Kessel, 1963), 40% панбореальных видов птиц дифференцировались в Евразии и Северной Америке до подвидового уровня. Хотя ряд бореальных видов птиц и теперь проникают в тундры по долинам рек с тирсоями *Salix*, нужно отметить, что на Чукотке они редко достигают восточного побережья. Большая часть бореальных видов Чукотки не распространяется севернее бассейна Анадыря. Следовательно, дифференциация многих бореальных птиц на викарирующие виды и подвиды Северо-Востока Азии и Северо-Запада Америки началась после того, как в Берингии исчезли леса, т.е. в конце плиоцена.

Таким образом, во второй половине плиоцена Берингия и приберингийские территории являлись ареной формирования различных экологических и географических элементов биоты. Однако неизвестно ни одного случая, который можно было бы расценивать как формирование степного вида растений в Берингии. Для всех степняков Берингия была лишь "проходным двором". Но то же самое можно сказать и о



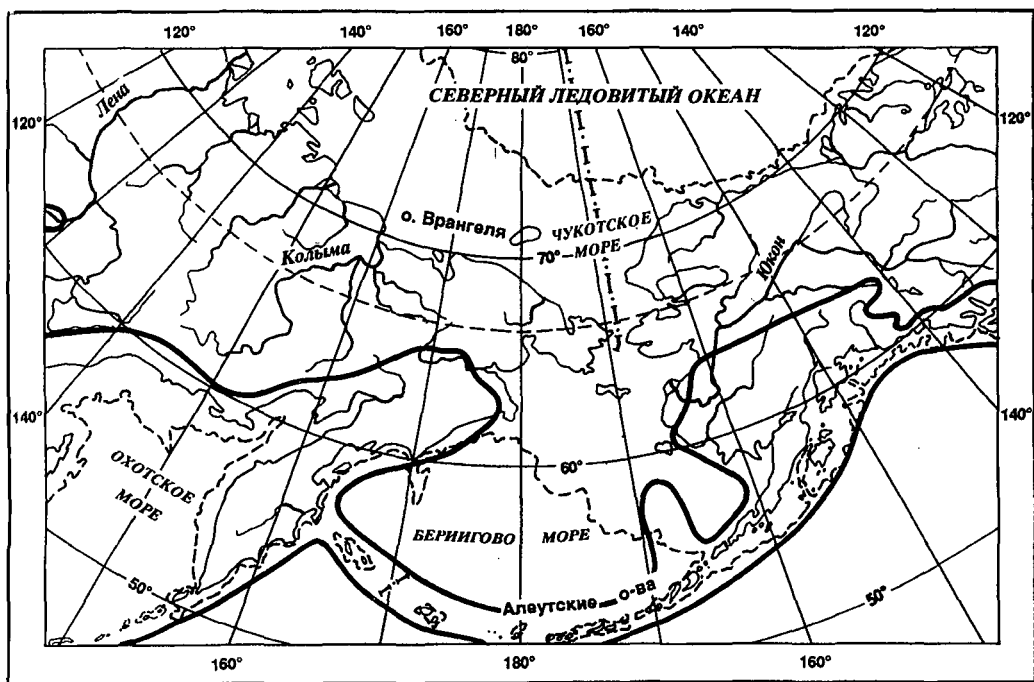
Р и с. 10. Соотношения западных (W), восточных (E) и голарктических (H) видов в разных частях Командоро-Алеутской гряды (по: Hultén, 1937b)

плейстоценовом комплексе животных открытых пространств. Все крупные животные появились в Берингии с юга или с востока (из Америки) благодаря существованию "дуги" с ксерофилизованной растительностью. Надо подчеркнуть, что сведения об этой растительности ограничиваются Восточной Сибирью и нет доказательств, что эта растительность распространялась на осушенные шельфы северных морей, т.е. в Берингиду, значение которой как региона, в котором концентрировались животные плейстоценового комплекса (исключая, возможно, мышевидных), представляется нам преувеличенным, если не надуманным.

Командоро-Алеутская гряда в плиоцене имела темнохвойно-таежный и гольцовый пояса и, по-видимому, физиономически была близка современным горам близ Аяна. На это указывают и миграционные пути птиц. Как полагает Б.К. Штегман (Stegman 1963), горный конек и сибирский вьюрок проникли в Америку через Командоро-Алеутскую гряду. Этим же путем, но в обратном направлении мигрировал крапивник. Эта птичка, населяющая леса с густым подлеском и обилием бурелома, и сейчас водится на Командорах и Алеутах, где обитает в скалах и на лугах по склонам гор. Крапивник не способен к спонтанным дальним перелетам. Флора Алеутских островов включает множество неарктических видов с азиатско-американскими ареалами. Соотношения западных, восточных и голарктических видов на Командоро-Алеутской гряде в разных ее частях показаны на рис. 10.

Прекрасно видна симметричность снижения роли западных видов к американскому побережью и восточных – к азиатскому при практически идентичном всюду количестве голарктических видов. Надо полагать, что такое соотношение могло возникнуть только при условии цельности всей этой гряды и ее контакта с обоими материками, если даже не принимать Командоро-Алеутскую гряду как южную окраину Берингии, по крайней мере в плиоцене. В настоящее время Командорские острова ограничены глубинами более 1000 м. Глубины более 200 м разделяют группы Алеутских островов. Однако эти глубины, по всей вероятности, образовались сравнительно недавно. По крайней мере в конце плиоцена Командоро-Алеутская гряда (или окраина Берингии) не была разобщена. Тому есть доказательства расселения по этой гряде ряда растений (рис. 11).

В.Н. Васильев, исследовавший флору Командорских островов, нашел, что 183 вида (т.е. 47%) этой флоры имеет берингийский тип ареала, что характеризует Берингию как одну из областей мощного видообразования (Васильев, 1957). С этим мнением согласуются и данные Э. Хультена (Hultén, 1937b, 1960) по флоре Алеутских остро-



Р и с. 11. Расселение *Geranium erianthum* DC. по Командоро-Алеутской гряде

нов. Однако интенсивное видообразование, по-видимому, происходило только в южной части Берингии, или Хультении. Оно было связано с резкими изменениями окружающей среды и вертикальными колебаниями Командоро-Алеутской гряды, которая то разобсалась на острова, то смыкалась вновь в результате вулканической деятельности.

Изучая современную алеутскую флору, нельзя не отметить ее тесные связи с плиоценом. Эти связи не сгладились в периоды плейстоценовых оледенений, хотя Алеуты и покрывались частично ледниками. Согласно Э. Хультену (Hultén, 1960), горная растительность Алеутских островов представляет слабомодифицированную камчатско-горную растительность. Вместе с тем одни и те же растительные ассоциации на Алеутских островах значительно менее устойчивы, чем на Камчатке. Это, конечно, связано с большей океаничностью климата на островах. Точно так же на Чукотском полуострове структура растительности менее четка, чем на материковой Чукотке, в условиях континентального климата.

К. Линдрот (Lindroth, 1963), исследуя Командорские и Алеутские острова как миграционный путь между Америкой и Азией, изучал распространение на этих островах нелетающих жуков жужелиц. Он пришел к выводу, что хотя острова играли видную роль при переселении растений с материка на материк, для "привязанной к земле" фауны они не были миграционным путем. Этот вывод, конечно, парадоксален в том отношении, что растения еще более "привязаны к земле" и семена многих из них не разносятся ветром. Вывод К. Линдрота поддерживает Г.Е. Болл (Ball, 1963) также на основании данных о распространении на Алеутах жужелиц. Несогласованность представлений о миграциях растений и жужелиц по Командоро-Алеутской гряде, на наш взгляд, кроется в разновременности этих явлений. Несомненно, что флористические отношения разных частей этой гряды отражают более древние связи, по крайней мере плиоценовые. Подобные же отношения среди жужелиц складывались, вероятно, в более поздние времена, когда происходил постепенный распад единой Командоро-Алеутской гряды. На Командорах имеются только

два неоарктических вида жуужелиц, но один из них длиннокрылый (т.е. летающий – ветром его могло занести на Командоры через водные пространства), другой – партеногенетический. На островке Атту только один палеоарктический вид, и тоже длиннокрылый. Далее на восток палеоарктические виды отсутствуют вовсе, хотя имеются голарктические виды, а количество неоарктических постепенно возрастает.

По мнению ряда авторов-малакологов⁸, в верхнем плиоцене Берингов пролив был открыт, так как и севернее, и южнее его имеются синхронные морские отложения (Петров, 1965, 1973, 1976; Petrov, 1967; Гладенков, 1973, 1976; Краснов, Евсеев, 1973; Евсеев, Краснов, 1976). Еще В.Н. Сакс (1948, 1953) писал, что в конце плиоцена Берингов пролив не только существовал, но и был значительно глубже, так как через него мигрировали кораллы, обитающие на глубинах 300–600 м. Этой трансгрессией отложены пески с морскими раковинами в горах хребта Русского. Раковины принадлежат холодноводным организмам, из чего делается вывод о воздействии арктических вод, т.е. об открытом Беринговом проливе. Другие берингиологи, например Д. Хопкинс (Hopkins, 1967с), считают, что пролив был мелководным. По Ю.П. Дегтяренко (1971), в плиоцене были затоплены только Анадырская низменность и Мечигменский прогиб.

На Аляске происходила беринговская трансгрессия, в отложениях которой (район Нома) найдена пыльца *Picea*, *Larix*, *Alnus*, *Betula*, *Pinus*, *Abies*, *Tsuga*, а кроме того *Carpinus*, *Quercus*, *Ulmus* и *Carya*. По мнению Д. Хопкинса (1965), пыльца широколиственных пород может быть переотложенной. Климат был теплее современного. На северном побережье Аляски (Ocean Point) в это время произрастали ольхово-березовые леса с незначительной примесью ели (*Picea*) и лиственницы (*Larix*); пыльца ели и сосны этого времени найдена также в Кивалине (Hopkins, 1967а). Спектр беринговской трансгрессии согласуется с песцовскими отложениями О.М. Петрова (1965)⁹, возраст которых, по принятым оценкам, не моложе позднего миоцена¹⁰.

Данные О.М. Петрова и Д. Хопкинса практически идентичны. Однако нельзя считать безоговорочно, что идентичность спектров О.М. Петрова и Д. Хопкинса говорит о синхронности их образования. Нельзя не видеть большого сходства со спектрами указанных авторов и спектров В.В. Жукова и др. (1970) из Северо-Сибирской низменности (70-е параллели). Здесь еще сохраняются реликты тургайских флор: *Tsuga*, *Cedrus*, *Ulmus*, *Quercus*, *Corylus*, *Tilia*, *Carya*, *Plex*, *Rhus* и др. Авторы считают, что в то время были широко распространены смешанные светло- и темнохвойные леса с примесью мелко- и широколиственных пород. Такая растительность соответствует тургайскому типу. В настоящее время существует тенденция к повышению возраста подобной растительности (т.е. отнесение ее к более ранним слоям) до миоцена. Но, разумеется, в каждом случае это должно быть установлено по стратиграфическим признакам, а не по пыльцевым спектрам и остаткам древесины. Унификация растительности одного времени для разных географических пунктов может затмить ее региональные различия.

Сведения о тургайской растительности на востоке Северо-Сибирской низменности резко противоречат представлению о лесотундровой растительности Нижне-Колымской низменности (Шер, 1970, 1971), расположенной на той же широте и имеющей аналогичный ландшафт и географическое окружение. Кто здесь прав, покажут дальнейшие исследования. Во всяком случае, маловероятно, что лесотундровая расти-

⁸ Очевидно, представление К. Брукса о том, что еще "в плиоцене оледенение распространилось из Аляски на большую часть Северной Америки, включая также и Гренландию" (Брукс, 1952. С. 74), относится к плейстоцену.

⁹ Однако О.М. Петров считает, что песцовские слои отлагались в континентальных условиях (уровень моря был ниже современного).

¹⁰ Поскольку в настоящее время койнатхунская свита О.М. Петрова сдвинута в миоцен, песцовская свита, как более ранняя и описанная тем же автором, должна быть древнее позднего миоцена.

тельность в низовьях Колымы сосуществовала с тургайской на Северо-Сибирской низменности. Без доказательств этого мы не можем сказать, что все спектры В.В. Жукова и др. (1970) должны быть сдвинуты в миоцен.

С.Ф. Бискэ (1975) считает, что на Чукотке в современных очертаниях существовали горная лесотундра и светлохвойная тайга. Наличие обширных пространств осушенного северного шлейфа по данным С.Ф. Бискэ и Ю.П. Барановой (1976) совсем не увязывается с вешкапской трансгрессией по А.С. Пуминову и др. (1973), начало которой приходится на поздний плиоцен.

Представление о позднеплиоценовой трансгрессии не увязывается с данными многих авторов. По мнению Г.И. Лазукова (1973), Г.У. Линдберга (1970, 1972, 1973), Бычкова и др. (1970), в верхнем плиоцене на месте современных шельфов и мелководий была обширная суша, включающая Алеутскую впадину¹¹. Надо сказать, что последняя точка зрения кажется более вероятной в свете ботанико-географических представлений, основанных на значительном количестве видов американских древесных на Северо-Востоке Азии, причем таких, как тсуга, которая теперь обитает на юго-востоке Аляски в обстановке мягкого и очень влажного климата. Можно думать, что аналогичный климат был в верхнем плиоцене на алеутских горах, представлявших, по Г.У. Линдбергу (1973), южную окраину Берингии. Именно то, что алеутские горы создавали барьер для масс влажного тихоокеанского воздуха, способствовало усилению континентальности климата в более северных частях Берингии.

Мощная трансгрессия, о которой пишут упомянутые авторы, по-видимому, была в самом конце плиоцена и в начале квартера, о чем будет сказано ниже. Согласно Н.А. Граве (1956), в начале квартера Северо-Восток Чукотки, Корякское нагорье и Камчатка представляли острова.

Большую часть плиоцена Берингия существовала непрерывно, так как, если бы происходило чередование океанических и континентальных фаз климата, в ней не сложились бы устойчивые зональные комплексы, о которых мы можем говорить с достаточным основанием. В то время на севере Берингии летом был климат, сравнимый в какой-то мере с современным климатом Якутии. И только в центральных частях Берингии могла существовать настоящая степная или саванновидная растительность с типично степными растениями — ковылями.

ВОЗНИКНОВЕНИЕ КСЕРОФИЛЬНОЙ РАСТИТЕЛЬНОСТИ

Во Внутренней Азии в плиоцене происходило иссушение климата, с чем было связано распространение эфемеровых лугов или полусаванн, а также степей в течение миоцена—плиоцена (Лавренко, 1946, 1951). В Азии степная растительность формировалась, по-видимому, в переходной области от древнего Средиземноморья к более северным лесным областям. Древнее Средиземноморье приходилось в значительной мере на территорию вышедшую из-под влияния Тетиса, поэтому В.Л. Комаров, очевидно, был прав, предполагая, что ряд пустынных растений возник на морском побережье (Лавренко, 1946). В Центральной Азии условия аридизации существовали с позднего мела (Ильин, 1958). Вместе с тем на основе исследований Р. Чэни (1968) М.М. Ильин показал, что в плиоцене в этом регионе было влажнее, чем теперь. Основная растительность, по-видимому, была степной, а не пустынной. Степи распространились далеко на север. М.Г. Попов (1963) даже принимал их северное происхождение, между 70° и 65°, в конце неогена, откуда они сдвигались, по его мнению, к югу. "Для нас ясно, что степь — бореальный фитоценоз", — писал М.Г. Попов (1963), полагая, что степи возникли на месте лесной растительности, с которой травяную растительность вообще связывал А.И. Толмачев (1927). Формирование степей происходило в результате редукции древесной растительности при увеличении засушливости, а вместе с тем с похолоданием климата.

¹¹ В то же время был осушен шельф Восточно-Сибирского моря (Коваленко, Купцова, 1979).

Распространение таких родов, как *Ephedra*, *Saragana*, *Stipa* и др., указывает на то, что степь как ландшафт формировалась в южных районах Сибири и Северной Монголии, но в плиоцене она продвинулась далеко на север и на запад. По палинологическим данным господство степей в северной части Монголии фиксируется от среднего плиоцена до наших дней (Крупенина, 1985). Вместе с тем автор указала, что в плиоцене там еще встречались маньчжурские роды деревьев, которые постепенно исчезали, т.е. процесс иссушения климата усиливался.

В Прииртышье в конце плиоцена существовала степь с ленточными лесами из ели, березы и широколиственных пород (Матвеева, 1953). Вторая половина позднего плиоцена на юге Восточной Сибири (2,6–1,8 млн лет назад) связана с образованием аллювия. Растительность была представлена саванно-степными группировками и лесами только вдоль речных долин (отмечено значительное похолодание климата) (Белова, 1983). Леса преимущественно были березовыми, сменявшимися лесами из тсуги (Giterman, Golubeva, 1967).

Аридизация климата и формирование степей и полупустынь происходило и в Северной Америке (Axelrod, 1948, 1985). Согласно Д. Аксельроду, процесс становления степей-прерий на Великих Равнинах происходил с середины миоцена до раннего плиоцена за счет сокращения лесов. Первоначально участки степной растительности располагались на лесных полянах, которые постепенно расширялись и смыкались.

Многочисленные флористические связи между внутренними районами Азии и Северной Америки, касающиеся степных растений (Крашенинников, 1958; Юрцев, 1962, 1966б, 1968, 1972, 1981, 1986; Yurtzev, 1963), свидетельствуют об интенсивных миграциях через Берингию во второй половине плиоцена. К такому же выводу приходят зоологи (Хоффман, 1973). М.А. Мензбир считал, что в формировании открытых ландшафтов высоких широт степные элементы предшествовали тундровым (см.: Толмачев, 1927). Хотя А.И. Толмачев критиковал эту точку зрения, оба автора были правы, так как М.А. Мензбир писал о древних связях, а А.И. Толмачев имел в виду современные отношения степных элементов, которые действительно сложились в голоцене.

Мозаично чередуясь с иной растительностью, ксерофилизованная растительность протягивалась гигантской дугой от Монголии и Южной Сибири до западной части США, огибая кольцо сплошной лесной растительности Северной Пацифики. В пределах дуги ксерофилизованной растительности существовала значительная широтная флористическая изменчивость. По аналогии с современностью можно предполагать, что ксерофилизованная растительность в Берингии испытывала влияние пожаров, особенно на контактах с лесной растительностью. Пожары – один из основных факторов, влияющих на северобореальные леса Внутренней Аляски (Yarie, 1981) и Якутии, где на месте выгоревших лесов на склонах обычно развивается остепненная растительность. Последняя существует длительное время, так как после пожара происходит эрозия почв и восстановление лесов растягивается на столетия (Железнов, 1988). Лес восстанавливается отдельными колками, и местами ландшафт напоминает лесостепной (Кожевников, 1981). В некоторых районах такой ландшафт стабилизировался и производит впечатление первозданного, например в верховьях Яны и Индигирки (Шелудякова, 1938; Яровой, 1939; Юрцев, 1981).

Соответствовала этому периоду и определенная фауна. В конце плиоцена было отмечено первое появление в Берингии степных насекомых (Киселев, 1979).

Существование обширной трансконтинентальной дуги ксеротических ландшафтов объясняет миграции относительно теплолюбивых животных открытых и полукрытых пространств, например предков верблюда, пересекших Берингию с востока на запад. Наиболее ранние находки *Camelidae* в Азии относятся к середине плиоцена (Kozhamkulova, 1986).

Миграция слонов через Берингию в Северную Америку происходила еще примерно 1,7 млн лет назад, во время небраскского оледенения (Harrington, Shackleton, 1978). По другим данным, самый ранний мамонт в Северной Америке найден между

слоями лавы, изливавшейся $1,5 \pm 0,3$ млн лет назад (Madden, 1980). Мамонты жили в разных природных условиях (в степях, тундрах, лесотундрах), избегая лишь тайги (Орлов, 1979).

В плиоцен-раннеплейстоценовых отложениях на реках Чукочьей, Адыче, Лене обнаружены остатки хищных млекопитающих: ксеноциона (*Xenocyon*), росوماхи Шлоссера (*Gulo schlosseri*), гомотерия (*Homotherium*), ранее известных из значительно более южных регионов (Сотникова, 1978а, б). Предполагается, что лошадь (*Equus*) появилась в Северной Америке, переселилась сначала в Европу и только потом на юг Азии. Гималаи 4–2 млн лет назад уже существовали как горная система, и *Equus* мигрировала на юг Азии обходным путем (Lindsay, Ophuyke, 1979). Таким образом, и на север Азии лошадь могла попасть с юга, а не из Америки.

Предком яка (*Bos*) является миоплиоценовый *Ugmiaobos* из Северного Ирана (Flegow, 1980), но сам як, как указал К.К. Флеров, известен из окрестностей Алма-Аты с самого раннего плейстоцена. Позднее он мигрировал на север и достиг Аляски.

О ГРАНИЦЕ ПЛИОЦЕН-ПЛЕЙСТОЦЕНА

Стратиграфически она выявляется далеко не везде и, естественно, не воспринимается однозначно.

Ряд исследователей (Бискэ, 1975; Баранова, Бискэ, 1976) не считают, что северный шельф в позднем плиоцене был затоплен. Другие исследователи (Хопкинс, 1965; Пуминов и др., 1973; Hopkins, 1976а) полагают, что в конце плиоцена–начале плейстоцена длительный период высокого стояния суши сменился мощной трансгрессией.

Первой точки зрения придерживались и другие авторы (Линдберг, 1970, 1973; Бычков и др., 1970; Лазуков, 1973; и др.). В то время, как указывают Ф.Я. Коваленко и И.Я. Купцова (1979), был также осушен и шельф Восточно-Сибирского моря. Но имеются указания на трансгрессию на границе плиоцена–плейстоцена в более южных районах. Так, в плиоцене–раннем плейстоцене море глубоко внедрялось на сушу, окружающую Охотское море (Денисов, 1979). Однако в Приморье к началу плейстоцена береговая линия располагалась на современных глубинах 120–140 м (Каплин, 1982). С этим согласуется то, что в конце плиоцена в Японии уже жил слон *Paleoloxodon naumanni* (Dubrovo, 1981). Авторы предполагают существование моста суши на месте Корейского пролива.

В тот же период в Восточном Китае уровень моря резко понизился, что привело к увеличению континентальности климата, изменилась атмосферная циркуляция, образовались ледники, но снеговая линия не опускалась ниже 1–2 тыс. м (Yang Xu, 1980).

На границе плиоцена–плейстоцена в Японии (окрестности Осака) начала вымирать флора *Metasequoia*, включающая также *Gliptostrobus*, *Ginkgo*, *Juglans cinerea*, *Sequoia*, *Liquidambar*, *Pseudolarix*, *Keteleeria*, *Nyssa*, *Pinus koribai* (Итихара и др., 1984). Исчезновение этой флоры связано с началом ледникового периода. О трансгрессии ничего не сообщается.

По-видимому, трансгрессия на границе плиоцена–плейстоцена была обусловлена тектоническими подвижками, и в одних регионах проявлялась, в других – нет. Сведения об этой трансгрессии могут быть противоречивыми и потому, что не существует единства взглядов на саму эту границу.

Ранее часто выделяли нерасчлененные плиоцен-раннеплейстоценовые толщи, обозначая период их образования как эоплейстоцен (Гитерман и др., 1968; Хиббард и др., 1969; Васьковский, Терехова, 1970; Giterman, Golubeva, 1967). Казалось бы, что с усовершенствованием методов абсолютного датирования положение изменится. Однако широкое применение этих методов к однозначности решения этой проблемы не привело. На положение нижней границы плейстоцена существует даже пять точек зрения. В 1972 г. в Монреале была принята граница 1,8–1,67 млн лет назад (эпизод Олдувей) (Никифорова и др., 1982а). В настоящее время наиболее удобным признан рубеж 0,8–0,7 млн лет назад (граница Брюнес–Матуяма) (Ганешин и др., 1982; Певеская, 1982; Никифорова и др., 1982б). Авторы указали, что граница 2–1,8 млн

Стратиграфические схемы четвертичных отложений Восточной Чукотки (по: Иванов, 1986)

Стратиграфическая шкала		Палеомагнитная шкала		В.Ф. Иванов, 1982		А.А. Савитов и др., 1980		С.Ф. Бискз, 1978		Ш.Ш. Гасанов, 1969		О.М. Петров, 1966	
Голоцен	Плейстоцен	Верхний	Средний	Нижний	Верхние слои	Средние слои	Нижние слои	Поздний голоцен	Амгуэмские слои	Конергинские слои	Искатеньские слои	Верхние слои	Нижние слои
ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА (АНТРОПОГЕН)	Плейстоцен	Верхний	Средний	Нижний	Верхние слои	Средние слои	Нижние слои	Поздний голоцен	Амгуэмские слои	Конергинские слои	Искатеньские слои	Верхние слои	Нижние слои
ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА (АНТРОПОГЕН)	Плейстоцен	Верхний	Средний	Нижний	Верхние слои	Средние слои	Нижние слои	Поздний голоцен	Амгуэмские слои	Конергинские слои	Искатеньские слои	Верхние слои	Нижние слои
ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА (АНТРОПОГЕН)	Плейстоцен	Верхний	Средний	Нижний	Верхние слои	Средние слои	Нижние слои	Поздний голоцен	Амгуэмские слои	Конергинские слои	Искатеньские слои	Верхние слои	Нижние слои
ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА (АНТРОПОГЕН)	Плейстоцен	Верхний	Средний	Нижний	Верхние слои	Средние слои	Нижние слои	Поздний голоцен	Амгуэмские слои	Конергинские слои	Искатеньские слои	Верхние слои	Нижние слои
ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА (АНТРОПОГЕН)	Плейстоцен	Верхний	Средний	Нижний	Верхние слои	Средние слои	Нижние слои	Поздний голоцен	Амгуэмские слои	Конергинские слои	Искатеньские слои	Верхние слои	Нижние слои

лет назад, рекомендуемая некоторыми исследователями (Никифорова и др., 1982а, б), нерациональна, так как основана на морском разрезе Врика, не имеющем континентальных аналогов. Общепринятого рубежа плиоцена–плейстоцена пока не существует, что отчасти связано с метахронностью изменений природных условий и разной степенью их проявления.

Тем не менее многие исследователи в своих работах по четвертичному периоду (кватеру) стратиграфически выделяют еще и эоплейстоцен, предшествующий раннему плейстоцену (Логачев и др., 1964; Виньковецкий, Вигдорчик, 1973; Краснов, Никифорова, 1973; Адаменко, 1976; Вдовин, 1976; Иванов, 1982, 1986). Если в этом случае за основу принимать палеомагнитохронологическую шкалу, то к эоплейстоцену следует относить эпоху Матуяма в интервале 2430–700 тыс. лет назад. Как указывает В.В. Вдовин (1976), именно в эоплейстоцене происходили значительные изменения климата – от засушливого в конце плиоцена до умеренно влажного в раннем плейстоцене.

По Восточной Чукотке на основании стратиграфической шкалы И.И. Краснова и К.В. Никифоровой (1973) В.Ф. Иванов (1986) отмечал, что эоплейстоценовые отложения слагают береговые уступы залива Лаврентия и террасы на восточном побережье залива Креста, хотя ранее они были выделены в пинакульскую свиту и отнесены к нижнему плейстоцену (Петров, 1966).

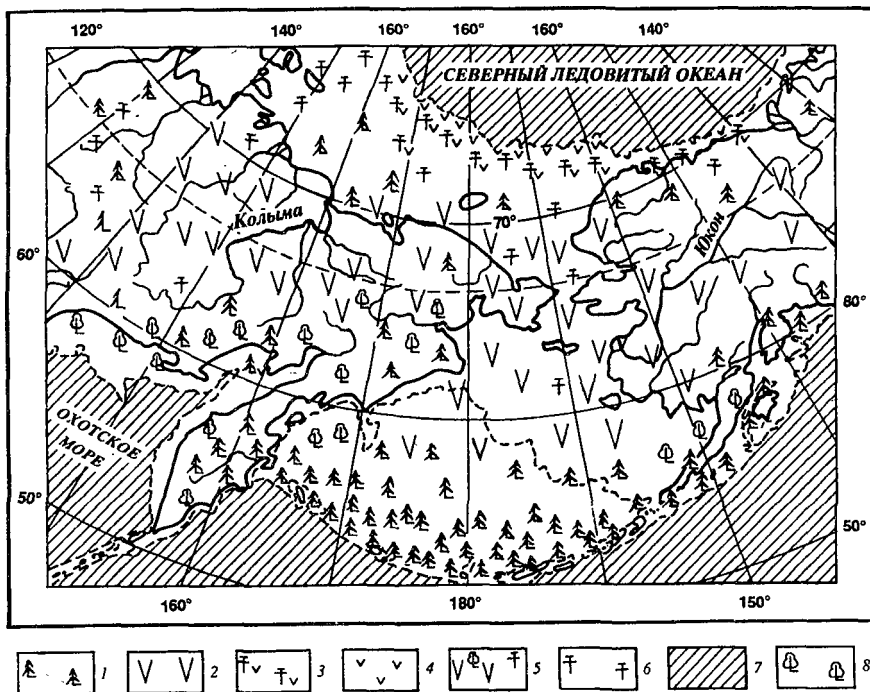
Получив достаточные палеонтологические материалы, В.Ф. Иванов (1986) отмечает, что они "не дают основания говорить о более суровых условиях, чем современные, во время формирования верхнепинакульских отложений". Общий вывод этого автора по всей пинакульской свите полностью сопоставим с событием харамильо (0,95–0,89 млн лет назад) (табл. 3), а если учитывать некоторые перерывы между нижне- и верхнепинакульскими отложениями, правомерно сопоставление его с палеомагнитным событием Олдувей (1,83–1,67 млн лет назад). Тем самым В.Ф. Ивановым установлен возраст этих отложений как эоплейстоценовый.

Граница Матуяма–Гаусс (2,4 млн лет назад) принята за границу плиоцена–плейстоцена в Северном Китае, так как в то время там произошли существенные изменения фауны и палеоклимата (Anzhasheng, 1984). Эта же граница принята в Нидерландах, так как с нее начались цикличность четвертичного типа и ледниковая эпоха (Suc et al., 1983). А. Горовитц предлагает проводить нижнюю границу четвертичного периода на уровне 2,8 млн лет. По данным некоторых авторов, события до 2,5 млн лет назад резко отличаются от более поздних и, следовательно, начало претегеленского оледенения логически представляет собой нижнюю границу четвертичного периода (Мёрнер и др., 1982).

Не так давно было установлено существование в Европе оледенения, соответствующего претегелену Северной Европы (Гричук, 1981). Оно признано сопоставимым по масштабам с оледенениями позднего плейстоцена. Однако и в Европе исследователи предпочитают "короткий плейстоцен". В Польше принимается протоплейстоцен (1790–690 тыс. лет назад) и плейстоцен (690–10 тыс. лет назад) (Rozyski, 1978).

Удобство границы Брюнес–Матуяма заключается в различной намагниченности слоев. Теперь, правда, установлено, что и в современную эпоху (Брюнес) прямая намагниченность менялась на обратную. В частности, оказалось, что в течение всего каргинского интервала намагниченность была обратной (Кэлдер, 1975). Поэтому при установлении границы Брюнес–Матуяма по смене знака намагниченности необходимы дополнительные стратиграфические данные.

В Италии нижняя граница плейстоцена приходится на межледниковый слой (Arias et al., 1979). В Линце (Австралия) граница Брюнес–Матуяма находится в лёссе, перекрывающем гравий террасы гюнца, что позволяет коррелировать гюнц с ледниковым комплексом в Нидерландах. В Западной Сибири эта граница проходит под слоем с тираспольской фауной, сопоставимой с фауной Презлетице (660–620 тыс. лет назад) (Vucha, 1977). Таким образом, гюнц, по этим данным, относится к плиоцену, а четвертичный период имеет продолжительность около 700 тыс. лет. В дальнейшем,



Р и с. 12. Природная зональность Берингии в первой половине позднего плиоцена

1 – темнохвойная тайга с альпийским поясом в горах; 2 – саванновидные ландшафты; 3 – лесотундра; 4 – тундра; 5 – степь и лесостепь с примесью широколиственных пород; 6 – горная светлосвойная тайга, выше которой расположен пояс гольцов; 7 – море; 8 – листопадные леса

однако, стало известно, что граница Брюнес–Матуяма находится в слоях холодной эпохи хельме (Буха и др., 1981; Виганк, 1981), и, таким образом, гюнц начался в плиоцене, а кончился в плейстоцене. Последовавшее межледниковье авторы сопоставляют со вторым межледниковьем по В. Загвию.

На севере Азии граница Брюнес–Матуяма датирована 690 тыс. лет назад. Она находится в пределах отложений, вмещающих олёрскую фауну (Архипов, Шелкопляс, 1984).

В Северной Америке установлено, что небраскская морена в стратотипе намагничена обратно и моложе 1,2 млн лет (Истербрук, 1982), т.е. она образовалась в плиоцене. Согласно этому же источнику, под небраскской мореной и под пеплом с датой 2,2 млн лет находятся минимум еще две морены, а небраскская морена в других разрезах намагничена нормально, т.е. она более поздняя. Если принимать нижнюю границу плейстоцена в Северной Америке $2,5 \pm 1$ млн лет назад, то половина плейстоценовых отложений, автоматически относимых к небраске, окажется более древней (Boellstorff, 1978).

Общепринятой корреляционной системы для пределов бывшего СССР пока не существует из-за разногласий в отношении неоген-четвертичной границы (Краснов, 1981).

Возвращаясь к вопросу о маргинальных границах Берингии, следует отметить, что позднее, когда образовалась Алеутская впадина¹², южная окраина Берингии занимала более северное положение и была равнинной. Хотя Алеутская гряда также поднималась над уровнем моря и через Командоры соединялась с Камчаткой (Хультения),

¹² В данном случае делается акцент на концепцию Г.У. Линдберга (1970, 1973), хотя ее нельзя считать окончательно принятой фитогеографами.

она играла меньшую барьерную роль для океанических масс воздуха по барическим причинам (поскольку между Хультенией и Берингией лежал крупный Алеутский бассейн, над которым в летнее время, по-видимому, возникали циклоны). Во всяком случае если бы с Тихого океана не поступала влага, то ледники на Чукотке, особенно северной, не существовали бы десятки тысячелетий, а, очутившись в континентальной обстановке (в результате осушения материковых отмелей), быстро деградировали бы. Поэтому следует допустить, что в периоды плейстоценовых оледенений обстановка в Берингии принципиально отличалась от таковой в верхнем плиоцене. В первом случае климат в летнее время был холодный и влажный, во втором — теплый и сухой.

В начале верхнего плиоцена в Берингии, судя по синтезу имеющихся данных, была весьма своеобразная зональность (рис. 12). Эта зональность оформилась под влиянием теплого течения на юге Берингии, континентальности климата в средней ее части и воздействия уже достаточно холодного Арктического бассейна.

ГЛАВА 3

ЧЕТВЕРТИЧНЫЙ ПЕРИОД (КВАРТЕР)

ПЛЕЙСТОЦЕН: НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ И ПЛАНЕТАРНЫЙ ХАРАКТЕР ОЛЕДЕНЕНИЯ (РАННИЙ ПЕРИОД)

Плейстоцен обычно рассматривают как ледниковую эпоху. Его делят на три основных подразделения: ранний, средний и поздний, которые являются весьма условными. Каждое из этих подразделений включает оледенения и межледниковья, разделенные не четкими временными границами, а переходными периодами. Поэтому периоды покровного оледенения были относительно кратковременными, хотя им предшествовали длительные предледниковые интервалы, во время которых формировалось горное оледенение (Серебрянный, 1979). По другим представлениям, основанным на соотношениях изотопов кислорода в раковинах фораминифер в колонках со дна океана, межледниковья были гораздо короче оледенений и в среднем продолжались всего по 10 тыс лет (Эндрюс, 1982).

Холодные периоды в плейстоцене в целом длились недолго, хотя и теплые не намного больше; основную часть эпохи господствовали промежуточные условия (Kukla, 1978). В наиболее полных разрезах на севере бывшего СССР существует закономерная последовательность отложений: палеонтологически немые морены – ледниково-морские отложения с холодноводными комплексами фораминифер позднеледникового типа – морские отложения с богатыми комплексами фораминифер межледникового типа (Гудина, 1981). Отсюда следует, что трансгрессии начинались до того, как исчезали льды и морские воды могли вступать в контакт с тающими равнинными льдами. Имеются сведения о том, что подобные взаимодействия происходили уже в самом начале плейстоцена. Древнейшая ледниково-морская толща на берегах морей Чукотского и Бофорта относится к плиоцену или раннему плейстоцену (Hopkins, 1972). Это свидетельствует об оледенении при неизменной или даже трансгрессивной береговой линии. Вместе с тем, отмечено, что отложения второй половины плиоцена на Чукотке неизвестны (Новейшие отложения..., 1980).

Межледниковые интервалы заканчивались очень резким изменением природных условий (Woillard, 1979). Изменение природных условий при переходе от ледниковий к межледниковьям также было очень резким (Гросвальд, 1983). В конце гляциалов и стадиалов происходило субаэральное осадконакопление, в интергляциалы и интерстадиалы – почвообразование, в начале гляциалов и стадиалов – мерзлотно-солифлюкционные процессы. Все эти отложения формируют циклическое строение субаэральной толщи и отражают, таким образом, изменение климата умеренных поясов обоих полушарий, которые происходили в них синхронно (Волков, 1980, 1982).

В верховьях Колымы по изменениям споро-пыльцевых спектров (СПС) установлено, что в начале похолодания, связанного с оледенением, были избыточно влажные условия, в конце похолодания – максимально сухие условия, а между этими фазами находился термический минимум (Полосухина, 1982).

Особое значение имели переходные периоды на северных окраинах суши. Осушенные во время оледенений шельфы начинали затопляться, когда наступало потепление и толща льдов сильно уменьшалась. Затем они затоплялись совсем. Обратный процесс происходил во время похолоданий, сопровождавшихся накоплением льдов на суше. В промежуточном состоянии, т.е. частично затопленные, шельфы находились большую часть плейстоцена. На них, следовательно, не было постоянства среды, хотя изменения происходили очень постепенно. В фазу роста льдов последние продвигались на безледные территории и начиналось медленное падение уровня моря, которое позднее достигало максимальной величины. В фазу сокращения льдов большие массы талой воды возвращались в океан раньше, чем наступали оптимальные климатические условия (Ludwig, 1978).

Наиболее бесспорным свидетельством двигавшихся некогда льдов является наличие эрратических валунов, чуждых данной местности горных пород, если исключить допущение, что эта местность могла заливаться морем. Например, присутствие в моренах плато Путорана гранитных валунов однозначно свидетельствует о доставке обломков гранитов льдами из районов побережья через горы Бырранга, поскольку в пределах плато Путорана гранитов нет.

В большинстве случаев однозначные свидетельства оледенений отсутствуют, поэтому существуют многочисленные разночтения истории ландшафтов. Правдоподобная картина прошлых оледенений складывается из учета взаимосвязанных визуальных наблюдений над рельефом, отложениями, стратиграфическими последовательностями с учетом сноса, вертикальных движений земной коры и т.д. на достаточно обширной территории вкупе со специальными методами исследования (палинологическим, палеонтологическим, палеомагнитным, радиоуглеродным и т.д.). Сами по себе эти методы могут приводить к неверным заключениям. Например, датировки могут быть основаны на приносном материале, условия среды – на переотложениях пыльцы и спор и т.д. Однако далеко не всегда достоверно устанавливаются коррелятные образования, особенно для ранних периодов плейстоцена. В Верхоянье отмечено (Колпаков, 1979), что в хронологии ледниковой и перигляциальной зон наметились некоторые несоответствия.

Мы уже не раз отмечали, что начало четвертичного периода связано с усилением общего похолодания, которое привело к образованию ледового покрова Северного океана. При этом климат изменился в сторону континентальности (Толмачев, Юрцев, 1970). Сведений об оледенении в приберингийских районах в нижнем плейстоцене нет (Гитерман, 1973а)¹. Однако А.П. Пуминов и др. (1972) пишут: "Не исключено, что ледники полупокровного оледенения в это время (ранний плейстоцен. – Ю.К., Н.Ж.-Ч.) на отдельных участках достигали морского берега (бассейна р. Амгуэмы и др.)" (с. 47). Ш.Ш. Гасанов (1969), впрочем, без всяких оснований предполагает существование во второй половине эоплейстоцена, которая соответствует раннему плейстоцену, горно-долинных ледников в высокогорных районах и наличие многолетней мерзлоты со всеми сопутствующими ей криогенными явлениями². Но следы последних в раннем плейстоцене Чукотки не найдены (Дебец, 1951). По-видимому, мнение И.А. Каревской (1973) более справедливо: "Климат раннеплейстоценового похолодания был значительно мягче и теплее климата холодных этапов позднего плейстоцена" (с. 108). Подобное же заключение сделано А.И. Поповой (1970), согласно которой климат в ниж-

¹ Кстати, А.П. Васильковский (1970) считал, что следы раннечетвертичного оледенения имеются в бассейне Колымы.

² Ш.Ш. Гасанов (1969) осининские слои относит к верхнему эоплейстоцену, которые, как уже было сказано, коррелируют с койнатхунской свитой О.М. Петрова (1965; Petrov, 1967), относимой к позднему миоцену.

нем плейстоцене Северной Якутии был влажнее и теплее современного. Однако на Алдане (Мамонтова гора) тургайская флора сменилась светлехвойной тайгой с лиственницей даурской (Боярская, 1970). Не свидетельствуют ли упоминания раннеплейстоценовых оледенений на Чукотке об аналогах европейских гюнца и минделя?

Согласно А.П. Васьковскому и В.Е. Тереховой (1970), на Северо-Востоке Азии "граница плиоцена и антропогена не отмечена перерывом в осадконакоплении. Сравнительно плавное изменение температурных условий от плиоценового времени к раннему антропогену позволяет проводить в этих толщах плиоцен-антропогеновую границу лишь условно и только в немногих, лучше изученных местах" (с. 341)³. В большинстве случаев выделяются нерасчлененные плиоцен-раннеплейстоценовые толщи. Время их образования рассматривается как эоплейстоцен (Гитерман и др., 1968)⁴. "В первую половину эоплейстоцена был переходный период, в который неогеновые растительные формации и их реликтовые виды постепенно исчезали, в то время как типичные растительные формации антропогенового периода еще не сформировались. Во второй половине эоплейстоцена климат был теплее, чем в настоящее время, растительная зональность была аналогична современной, но граница леса была сдвинута севернее" (Giterman, Golubeva, 1967. P. 143). Аналогичная ситуация складывается в стратиграфических построениях американских палеонтологов (Хиббард и др., 1969). Бланкский этап развития североамериканской фауны начинается в плиоцене и кончается в раннем плейстоцене (в канзасское время, синхронное минделю в Европе). Особенно резка нижняя граница бланко, когда исчезает по крайней мере 25 родов млекопитающих (хэмфильского этапа) среднего плиоцена. Верхний рубеж бланко хотя и менее, чем нижний, но достаточно отчетливый и более резкий, чем граница между нижним и верхним бланко, которая совпадает с границей плиоцен-плейстоцен.

Во Внутренней Азии "деградация лесной зоны", фиксируемая в спорово-пыльцевых спектрах, принята как "грань, отделяющая эоплейстоцен от начала ледникового периода, от плейстоцена" (Равский, 1972. С. 261).

В нижнеплейстоценовое время происходили значительные тектонические подвижки, обусловившие строение рельефа, в общих чертах сохранившиеся на Чукотке до наших дней (Петров, 1965, 1973, 1976, Petrov, 1967). Согласно Ю.П. Барановой и С.Ф. Бискэ (1964), соединение Азии и Аляски в раннем квартере имело место через о-в Св. Лаврентия (в Беринговом проливе). Такого же мнения придерживается К.Л. Сейнсбери (Sainsbury, 1967). Это хорошо согласуется с данными А.П. Пуминова и др. (1972, 1973), по которым на Северной Чукотке происходила трансгрессия с максимумом на границе плиоцен-плейсто-

³ Некоторые авторы, например Ш.Ш. Гасанов (1969) и М.В. Муратова (1973), пишут, что граница неогена-антропогена выражена очень отчетливо благодаря крупной фазе тектогенеза, смене режимов осадконакопления и перелому в развитии органической жизни. Но, если бы было так, не возникли бы дискуссии по поводу неоген-плейстоценового расчленения, не было бы предложений, что считать за подошву плейстоценовых отложений, не высказывались бы сомнения в действительной обособленности плейстоцена от плиоцена на уровне (в ранге) геологических периодов и т.д. (Горецкий, 1960; Ганешин, Чемяков, 1960; Зубаков, 1978; Баранова, Бискэ, 1979а, б; Ганешин, 1979; Александрова, 1979; Ганешин, Зубаков, Чемяков, 1982).

⁴ Считается, что максимальное оледенение началось около 700 тыс. лет назад, но "наряду с этим к эпохе активного развития крупных оледенений часто добавляют более длительный переходный интервал времени — эоплейстоцен, в результате чего длительность плейстоцена возрастает до 1,8–2 млн лет (Будыко, 1974. С. 111). Поскольку эоплейстоцен включает верхний плиоцен и нижний плейстоцен (по официальной схеме) до максимального оледенения, то начало плейстоцена, собственно, относится приблизительно ко времени 1 млн лет назад. По Д. Хопкинсу (Hopkins, 1972), 700 тыс. лет назад впервые образовались паковые льды Арктического бассейна. У нас эта дата была официально принята за начало плейстоцена (Александрова, 1979). В этой работе мы придерживаемся отсчета начала плейстоцена в 1 млн лет назад, поскольку новое положение еще не получило широкого изучения в литературе и мы имеем дело с данными разных лет. Поэтому нижний плейстоцен в нашем понимании охватывает 300 тыс. лет до начала раннеплейстоценового оледенения Европы.

цена (вешкапская трансгрессия, отложения которой зафиксированы на современных высотах до 700 м).

К доиллинойскому периоду (т.е. до максимального оледенения) на Аляске Д. Хопкинс (1965; Hopkins, 1967) относит несколько трансгрессий и среди них анвильскую, отложения которой лежат на ледниковых песках. Если это действительно ледниковые пески, то их образование происходило во время европейского гюнца. Следовательно, предыдущая, беринговская, трансгрессия имела место в раннем плейстоцене и, по-видимому, была синхронна вешкапской трансгрессии (табл. 4). У последней, согласно А.С. Пуминову и др. (1972, 1973), было несколько фаз, которые довольно трудно связать с данными других исследователей. По-видимому, эти фазы отчасти совпадают с самостоятельными трансгрессиями по О.М. Петрову (Petrov, 1967) и Д. Хопкинсу (Hopkins et al., 1965). Ранее нам казалось (Кожевников, 1979а), что вешкапская трансгрессия может быть сопоставлена с пинакульской и эйнанутской, которые были синхронизированы Д. Хопкинсом (1976), О.М. Петровым (1976) и А.В. Шером (1971). Однако сопоставление условий залегания отложений, как это показано Д. Хопкинсом (1976, Hopkins, 1967), позволяет предположить другую корреляцию, а именно пинакульской трансгрессии соответствует анвильская, а не эйнанутская. В период анвильской трансгрессии, по Д. Хопкинсу (Hopkins, 1967), тсуга (*Tsuga*), возможно, доходила до северного побережья Аляски, а хвойные (*Picea* и *Pinus*) росли в районе Номы (п-ов Сьюард). Уровень моря поднимался не менее чем на 20 м, а может быть, и до 100 м.

Отложения следующей, эйнанутской, трансгрессии также лежат на слоях со следами морозобоин. По всей вероятности, эти следы относятся к похолоданию, синхронному европейскому минделю.

Регрессия вешкапского моря сопровождалась похолоданием климата с "появлением на побережьях лесотундровых и тундровых растительных ассоциаций" (Бискэ, 1975. С. 45). Но далее к западу, очевидно, еще сохранилась более теплолюбивая бореальная растительность.

С.В. Кац и др. (1970) указывают, что на Приморской низменности (т.е. в низовьях рек Лены, Индигирки и Колымы) многочисленные находки теплолюбивых хвойных (*Picea wollosowiczii*, *Pinus monticola*, *P. silvestris*, *P. ex sect. Strobus*), обнаруживаемых совместно с пылью широколиственных деревьев, относились к нижнему плейстоцену по косвенным соображениям⁵. Новые находки в фаунистически охарактеризованных слоях (олёрская свита) заставляют пересмотреть этот взгляд и считать теплолюбивую флору более древней. Эти же авторы, а также А.В. Шер (1971) писали о существовании в нижнем квартале Колымской низменности лесотундровых ландшафтов в условиях холодного континентального климата при более северном положении береговой линии. По определениям макроостатков деревьев, произведенным В.Р. Филиным, здесь росли сосны (из секции *Seabrae*), ископаемая лиственница (*Larix minuta*) и три вида елей, близких к ископаемой *Picea wollosowiczii*. Среди пылицы отмечено большое количество пылицы древовидной березы. Согласно А.В. Шеру (1971), "основная часть Полярной Берингии была занята тундровой растительностью. В южных районах Полярной Берингии могла существовать березово-лиственничная лесотундра, а в протихоокеанских районах — участки хвойных лесов, близких к современным лесам Аляски" (Шер, 1971. С. 132).

Позднее Н.Я. и С.В. Кац (1973) было показано, что в нижнем плейстоцене границы 20 видов растений в бассейне р. Лены проходили в среднем на 6,6° севернее, чем теперь. Авторы рассчитали, что температура июля была там на 5,2° выше современной. Следовательно, и в восточносибирской Арктике было теплее. Интерпретация Н.Я. и С.В. Кац основана на карпологиическом анализе. Весьма характерно, что

⁵ В.Н. Сакс (1953) считал, что для доледникового комплекса Северо-Восточной Сибири руководящей является флора с *Picea wollosowiczii*.

Соответствие и геохронология подразделений квартера Чукотки

Возраст, лет	Эпоха	Отдел	Оледенение			Междерншовье		Трансгрессия		
			Европа	Сибирь	Сев. Америка	Сибирь	Сев. Америка	Пушинов и др., (1972, 1973)	Петров (1965, 1973, 1976)	Норкин (1967), Хопкинс (1973, 1976)
4000 6500 1000-12000	ГОЛОЦЕН	Поздний (верхний)		Малое оледенение			Климатический оптимум, альтертермал, гипстермал, неотермальное время			
		Средний								
		Ранний (нижний)								
25000 40000 100000	ПЛЕЙСТОЦЕН	Поздний (верхний)	Поздний вюрм	Сартанское	Поздний висковсин	Каргинское				"Барроуская"
		Ранний (нижний)	Ранний вюрм	Зырянское	Ранний висковсин					
120000±70000 320000±70000		Средний	Рисс	Самаровское	Иллиное	Казанцевское	Сангамон	Копочинская	Вальятленская	Пелукская
700000 1000000		Ранний (нижний)	Миддель		Канзас	Афтон	Ярмут		Крестовская	Кодебуская Походование? Эйнанутская.
			Гюнц		Небраска					
								Вешкапская		Беряговская

палинологическая и палеонтологическая интерпретации материалов с одного и того же разреза не увязываются⁶.

В стратотипе олёрской свиты на р. Чукочьей преобладает пыльца недревесных растений. В некоторых образцах очень обильна пыльца маревых (до 20%) и полыней (до 10%) (Гитерман, 1973а, б). Согласно этому автору, в современных спектрах степных ассоциаций и каменистых тундр Северо-Востока с маревыми и полынями первые составляют 3%, вторые – 11–28%. Для слоев олёрской свиты весьма характерно присутствие пыльцы степного полукустарника *Eurotia ceratoides*. В настоящее время только в Центральной Якутии встречается на степных склонах *E. lenensis*, а *E. ceratoides* в Якутии неизвестна.

Наряду с пыльцой степных растений образцы с р. Чукочьей содержат пыльцу арктических, арктоальпийских и бореальных видов, поэтому Р.Е. Гитерман (1973а, б) считает, что комплексность в растительном покрове в нижнем плейстоцене низовьев Колымы превосходила современную. Здесь сочетались моховые, кустарниковые, луговинные тундры с участием арктических мезофитов и степные грушировки с участием терескена, *Suaeda corniculata*, *Selaginella sibirica* (Гитерман, 1973а). Степные участки этот автор склонен связывать с условиями большего или меньшего засоления. Однако совсем необязательно думать что сочетание мезофитных и тундрово-степных формаций указывает на перигляциальную обстановку, как считает Р.Е. Гитерман вслед за М.П. Гричук (1976). Комплексность растительного покрова в районе моста через Амгуэму на Чукотке может быть даже бо́льшая, чем предполагается для низовьев Колымы в нижнем плейстоцене, однако этот район, разумеется, не относится к перигляциальной зоне, которая теперь не существует на Чукотке. В этом районе также сочетаются участки остепненной растительности и мезоморфных луговин, моховых, лишайниковых, нивальных и кустарниковых тундр и различных болот. Климат района умеренно континентальный (Кожевников, 1973а, 1979б). А.В. Шер (1971) пишет о суровых арктических условиях на основе находок арктических форм животных (олёрская свита) в том же разрезе, включающих, между прочим, остатки пресноводной рыбки *Dallia* sp., живущей в наше время только на Восточной Чукотке и Аляске. По наличию в трубчатых костях животных "мягкой органики" А.В. Шер приходит к убеждению о наличии в это время вечной мерзлоты и ее непрерывном существовании до наших дней. Иначе "мягкая органика" не сохранилась бы.

Существенный вопрос – относятся ли данные Р.Е. Гитерман (1973а) и А.В. Шера (1971) действительно к нижнему плейстоцену? На схеме в своей книге А.В. Шер (1971) показывает, что длительность плейстоцена он оценивает приблизительно в 1 млн лет. Олёрский горизонт формировался, по его мнению, 850–360 тыс. лет назад в условиях тундры и лесотундры. В принципе такая оценка понятна, но нижний возраст спорен. Более справедливо другое мнение: "...начало возникновения многолетней мерзлоты необходимо относить непосредственно к предсамаровскому и раннесамаровскому времени" (Равский, 1972. С. 291). Кроме того, на той же схеме удивляет положение пинакульской трансгрессии над олёрской свитой. О.М. Петров (1965, Petrov, 1967), выделивший эту трансгрессию, отнес ее к нижнему плейстоцену и считает, что "логическая предпосылка о понижении уровня моря и осушении материковых шельфов Берингова и Чукотского морей в ледниковые эпохи среднего и раннего плейстоцена не подтверждается геологическим материалом" (Петров, 1973. С. 40). В нижнем плейстоцене Тихий океан постоянно сообщался с Северным Ледовитым. В пользу точки зрения О.М. Петрова имеются данные И.М. Хоровой (1970,

⁶ Позднее (Гитерман, Карташова, 1979) был изучен разрез на р. Крестовке, предложенный в качестве опорного. Полученные данные интерпретируются следующим образом: ранний плиоцен – лиственнично-березовые леса, возможно, с участием сосны и ели; поздний плиоцен (2 млн лет назад) – лиственнично-березовые редколесья. Затем авторы пишут: "Поздний плиоцен характеризовался полным исчезновением лесов и широким развитием гипоарктических тундр" (с. 41). Нельзя не отметить противоречивость суждений в пределах одной страницы. Кроме того, данные о полном безлесии Колымской низменности в позднем плиоцене и раннем плейстоцене не согласуются с данными многих авторов.

1973), полученные при изучении фораминифер побережья Берингова моря. Согласно этим данным, в нижнеплейстоценовых морских отложениях Берингова моря обнаружены арктические и бореально-арктические виды. Уровень моря повышался на 80–120 м, и все современные низменности затоплялись. Нельзя исключить, что эти данные относятся к предсамаровскому периоду, когда развилось похолодание и начали расти ледники, но Берингов пролив еще сохранился, т.е. шельфы еще не осушились из-за гляциоизостатической инертности. Но затем они все же осушились и, как предполагает и И.М. Хорева, возник БМС.

Вероятно, во всех случаях нахождения ископаемых морских организмов следует иметь в виду быстроту их миграций. Н. Спелднес (1968) считает, что даже представители прикрепленного бентоса могут мигрировать со скоростью нескольких километров в год.

По мнению О.М. Петрова, мост суши возникал только в начале среднего и в верхнем плейстоцене. Представления О.М. Петрова не способствуют пониманию межконтинентальных миграций животных (особенно мышевидных) в раннем плейстоцене. В.Н. Сакс (1953) считал, что на севере Сибири максимальному оледенению предшествовала крупная морская трансгрессия. Однако пока не доказано, что трансгрессия длилась непрерывно весь нижний плейстоцен.

Пинакульская трансгрессия на Чукотке соответствует анвильской на Аляске, где подъем уровня моря был не менее 20 м, но, возможно, до 100 м (Hopkins, 1967). На Восточной Чукотке, по О.М. Петрову (1976), пинакульские морские отложения залегают на высоте 100–120 м. О.М. Петров считает, что море заливало все современные низменности Чукотского полуострова и вплотную подходило к горам. В нижней части пинакульских отложений на восточном побережье залива Креста фиксируется тундровая растительность, в которой в отдельные этапы играли существенную роль *Betula*, *Alnus*, *Pinus rumila* (Петров, 1965, Petrov, 1967). То, что основной части толщи свойствен спектр с господством зеленых мхов, совсем не говорит о более суровых условиях по сравнению с современными, как об этом пишет О.М. Петров. Поэтому его предположение о существовании ледничков не имеет под собой серьезной основы.

Еще далее идет Ш.Ш. Гасанов, когда пишет, что "состав спорово-пыльцевых комплексов с *Betula*, *Alnaster*, *Pinus subg. Naploxydon* в пинакульских отложениях (Q_1^2) свидетельствует о суровых климатических условиях приледниковья и отвечает условиям арктической пустыни" (Гасанов, 1969. С. 119). Даже единичное присутствие указанных выше видов не может отвечать не только арктической пустыне, но даже условиям приледниковья. Аналогичный спектр для залива Креста, так же как и пинакульский, свидетельствует о весьма мягких климатических условиях пинакульской трансгрессии, т.е. о более высоких летних температурах по сравнению с современными. В противном случае в обстановке морского климата там не росли бы приводимые О.М. Петровым и Ш.Ш. Гасановым виды. Об этом говорят и данные О.М. Петрова о составе малакофауны, в которой преобладали североатлантические формы наряду с североазиатскими. Наличие атлантических моллюсков свидетельствует о двух важных фактах: существовании северо-западного прохода в Канадском Арктическом архипелаге (т.е. трансгрессия не была узколокальной, вызванной тектоническими подвижками в районе Берингова пролива) и об умеренной температуре северных вод. Как указывает О.М. Петров, комплексы моллюсков пинакульской трансгрессии были бореально-арктическими по характеру распространения составляющих их видов. По-видимому, к этому времени нужно относить миграцию ряда приморских растений, ныне произрастающих в берингийском секторе Арктики и на Северо-Востоке Америки, имея дизъюнкцию через всю Америку. А.В. Джонсон и Ж.Г. Пакер (Johnson, Packer, 1967) установили, что группа приморских видов имеет очень высокий уровень диплоидов и, следовательно, является древней. Авторы полагают, что эти растения сохранились с третичного времени, поскольку режим их местообитаний (т.е. приморские пески и галечники) был мало подвержен

радикальным изменениям в ходе климатических пертурбаций. В принципе эта мысль верна, однако режим приморских местообитаний все же связан с общей климатической обстановкой.

А.П. Васьковский и В.Е. Терехова (1970) сообщают⁷, что в среднем течении Амгуэмы "в морене Р.А. Баскович (1959) описаны тундровые пыльцевые спектры, на основании чего А.И. Кыштым (1965) отнес эти отложения к нижнему плейстоцену" (с. 519). Однако наличие морен нижнеплейстоценового оледенения на Амгуэме кажется маловероятным и совершенно недоказанным. Приведенное выше представление о растительности отражено и в монографии Р.Е. Гитерман и др. (1968), где сказано, что растительность начала верхнего эоплейстоцена (т.е. приблизительно нижнего плейстоцена) Чукотки характеризовалась отсутствием древесных пород и широким распространением зеленых мхов. Во второй половине эоплейстоцена, согласно этому же источнику, на Чукотке существовала березовая лесотундра с кустарниковой березой и ольхой. В Северной Якутии росли светлехвойные сосново-темнохвойные леса. Темнохвойная тайга из ели и пихты была в центральной части Восточной Сибири. Наконец, в наиболее континентальных районах Северо-Востока – в верховьях Колымы, Индигирки и их притоков – произрастали хвойные леса из *Picea canadensis*, *P. obovata*, *P. anadyrensis*, *P. engelmannii*, *P. praecajanensis*, *Abies* sp., *Larix dahurica*, *Populus* sp. и даже *Tsuga* (Гитерман и др., 1968). Обращает на себя внимание обилие хвойных, свидетельствующее, по-видимому, о полидоминантности этих лесов. Интересно также то, что *Picea ajanensis* – доминант современных лесов юга Восточной Сибири – еще не была дифференцирована от своей предковой формы. И не была ли *P. praecajanensis* также предком *P. sitchensis*?

Первое плейстоценовое (небраскское оледенение)⁸ датируется Д. Дайсоном (1966) в 500 тыс. лет, а весь квартал – в 1–2 млн лет. В его книге, так же как и в работах Ю.П. Барановой и С.Ф. Бискэ (1964; и др.), отсутствуют указания на оледенение в нижнем квартале.

Высказывается мнение, что следы небраскского оледенения имеются на Аляске в районе Нома. Ледниковые отложения здесь залегают между слоями берингийской и анвильской трансгрессий (Шер, 1971). На юге Аляски (район залива Кука) фиксируются следы двух раннеплейстоценовых оледенений и одного плиоценового (Карлстром, 1965; Певе и др., 1968). В раннем плейстоцене на Северо-Востоке Азии еще существовали американские хвойные, в том числе тсуга (*Tsuga*) (Гричук, 1964,

⁷ Интересно, что абзацем выше А.П. Васьковский и В.Е. Терехова приводят данные Г.Н. Корнилова и А.В. Шера о находках в Верхне-Амгуэмской впадине *Picea cf. alcockiana*, *P. cf. hondoensis* и *P. bilibinii*. По этим находкам и составу спорово-пыльцевых спектров слои относятся к началу плейстоцена. Растительность верхней и средней частей долины Амгуэмы, конечно, различалась, как и сейчас. Однако это различие не могло быть столь велико, чтобы в среднем течении реки была тундра, а в верхнем произрастали три вида елей. В данном случае мы имеем классический пример хронологии слоев. Как видим из приведенного примера, разные авторы относят к одному и тому же времени слои с различной растительностью, опираясь именно на растительные остатки смежных районов. Исходя из этого, можно предположить, что тундровые спектры из "морен" среднего течения Амгуэмы относятся к периоду начала самаровского похолодания.

⁸ А.В. Шер (1971), на наш взгляд, неправильно коррелирует небраску с верхним плиоценом. Небраска сопоставляется с европейским гюнцем (Дайсон, 1966) и в смысле периодики должна рассматриваться в рамках нижнего плейстоцена, несмотря на хронологию. По всей вероятности, А.В. Шер исходил из замечания К. Хиббарда и др. (1969) в статье, которую он переводил, что длительность плейстоцена американские палеонтологи оценивают в 2–3 млн лет, помещая небраску в самый низ плейстоцена. Однако в указанной статье периодика имеет только биостратиграфический смысл; представление об абсолютном возрасте не обосновывается, а заимствовано: по "немногочисленным определениям" (с. 151). При прочих равных условиях это представление может быть изменено. В этой связи можно отметить, что Д. Хопкинс (1967) ранее также считал, что длительность плейстоцена составляет 2–3 млн лет. Позднее он (1973, 1976) согласился с оценкой 1–0,7 млн лет, но это не отразилось на периодике выделенных им трансгрессий. Корреляция А.В. Шером небраски с европейским виллафранком едва ли надежно обоснована. По мнению Р.Д. Гатри и Дж. Мэтьюза (Guthrie, Matthews, 1971), фауна Кейп-Десит, описанная ими с Аляски, древнее канзаса и, по-видимому, синхронна европейскому гюнцу (Шер, 1973), т.е. небраске.

1976), совместно с *Larix dahurica* (Васьковский, 1955; Томская, 1973, 1976). К концу раннего плейстоцена, когда наступил максимум регрессии вешкапского моря, на Западной Чукотке увеличилась роль лесной растительности вследствие того, что значительные площади находились в континентальных условиях. Среднее содержание пыльцы деревьев и кустарников достигало 38–69% (Пуминов и др., 1972, 1973).

А.В. Шер (1971) предполагает, что до пинакульской трансгрессии через Берингию проникали в Северную Америку представители олёрской свиты, включая северного оленя, мамонта раннего типа, лемминга и др. В Северной Америке ранний мамонт (*Archidiscodon*) обитал в большом количестве на Великих Равнинах в ярмутское время (Шульц, 1973). Отсюда вытекают два вывода: первый – существование Берингийского моста суши во всю его 1500-километровую ширину во время оледенения канзас, синхронного миндельскому оледенению Европы (это дает ландшафтную предпосылку миграции мамонтов), второй – безлесие нынешней бореальной зоны Северной Америки. Е. Диви (1969) поставил под сомнение былое существование ярмутского межледниковья, считая, что "вне типового района, где этот период представлен лишь горизонтом выветривания, он четко не интерпретируется" (с. 274).

На Аляске, по-видимому, выделяются отложения, относимые к оледенению канзас. Трансгрессия коцебу (Хопкинс, 1967; Hopkins, 1965; Певе и др., 1968) отнесена к ярмутскому (миндель-рисскому) интергляциалу. По не вполне достоверным данным, уровень моря поднимался на 22–36 м по сравнению с настоящим (Хопкинс, 1973). Температура воды была близка к современной. Если подъем уровня был действительно таков, то сухопутного соединения материков не было. Миграция раннего мамонта в Америку, следовательно, могла произойти в период оледенения небраска или канзас. Вероятно, во время оледенения канзас, которое не выделено на Чукотке, ранний мамонт в Северной Америке проник до Великих Равнин. Естественно, что это касается и других животных.

Отложения трансгрессии коцебу подстилаются слоями с морозобоинами, что, по-видимому, указывает на похолодание после эйнанутской трансгрессии. Отложения этих трансгрессий разделены мощной толщей излившейся лавы, которая, возможно, затрудняет стратиграфическое определение событий. Может оказаться, что названные трансгрессии представляют одну, отложения которой в изученном разрезе разделены извергнутой лавой.

По данным Ч. Репеннинга (Repennig, 1967), ирвингтонский этап развития фауны Северной Америки характеризовался миграциями через Берингию животных лесных и открытых пространств приблизительно в равном отношении. Ирвингтонский этап относится Ч. Репеннигом к нижнему плейстоцену, также к отрезку канзасского оледенения и следующего (ярмутского) межледниковья. Эти данные свидетельствуют о существовании БМС в то время. Э. Вангенгейм (Vangengeim, 1967) пришла, по-видимому, независимо от Ч. Репеннинга к такому же выводу, но А.В. Шер (1971) считает нецелесообразным сопоставлять ирвингтонскую фауну с каким-либо палеокомплексом Колымской низменности. Б. Шульц (1973) пишет, что точное время в пределах плейстоцена азиатских миграций млекопитающих в Северную Америку неизвестно.

В предшествующее максимальному оледенению время на р. Тнеквеем (бассейн Канчалана) существовала лесотундровая растительность (Петров, Petrov, 1967), что устанавливается по преобладанию пыльцы древесных берез над пылью кустарниковых берез и по присутствию пыльцы ольхи и сосны, которой, впрочем, мало. Вверх по разрезу пыльца кустарниковых берез начинает доминировать над пылью древесных берез, возрастает количество пыльцы осок и спор сфагновых мхов. Затем последовало крестовское, наиболее мощное, оледенение, совпадающее с самаровским (илинойским) оледенением по другим шкалам. О.М. Петров (Petrov, 1967) полагает, что оно совпало с большой трансгрессией. Ранее Д. Хопкинс (1965; Hopkins, 1967) считал, что отложения трансгрессии коцебу на Аляске коррелируются с нижним слоем морских отложений крестовской трансгрессии на Чукотке. В сущности,

позиция этого автора не изменилась и позднее⁹ (Хопкинс, 1973), хотя Б.А. Юрцев (1974) отметил, что обоим геологам удалось синхронизировать трансгрессии по чукотским и аляскинским данным. В частности, Д. Хопкинс (1973) пишет: "Коцебурская трансгрессия представляет осцилляцию, прерывавшую общий процесс ухудшения климата и понижения уровня моря, приведший к илинойскому, или заальскому, оледенению" (с. 42). После коцебурской трансгрессии наступила регрессия моря (-135 м), сопровождаемая оледенением. Д. Хопкинс (1976) коррелирует этот период со временем образования ледниково-морских среднекрестовских отложений по О.М. Петрову (1976; Petrov, 1967). Непонятно, однако, как могли образоваться эти отложения на современной суше Восточной Чукотки, если море далеко от нее отступило.

Таким образом, место коцебурской трансгрессии по-прежнему перед илинойским оледенением, и если действительно геологи достигли соглашения по поводу коцебурской и крестовской трансгрессий, то последняя должна быть сдвинута во время, предшествовавшее (может быть, с небольшим захватом) самаровскому оледенению. В отличие от своих прежних взглядов Д. Хопкинс (1973, 1976) теперь считает, что воды коцебурской трансгрессии были холодные, и это дало возможность арктическим видам моллюсков мигрировать к югу через Берингов пролив и заселить сибирское побережье Берингова моря. Очевидно, на аляскинском побережье эти виды не обнаружены. Такая точка зрения соответствует представлениям О.М. Петрова, согласно которым крестовская свита характеризуется холодноводной фауной, но, как отмечают Г.А. Евсеев и Е.В. Краснов (1976), это не согласуется с данными по палеотемпературам.

Синтез весьма разноречивых данных по нижнему плейстоцену позволяет предположить, что Берингия появилась в периоды, синхронные ранним оледенениям Европы, и тогда происходил межконтинентальный обмен биотой. В эти периоды в Берингии, по-видимому, существовала зональность, приблизительно соответствующая современной. В самом деле, если бы в наше время существовала Берингия, то климатические условия распределились бы в ней так, как это было при оледенениях нижнего плейстоцена. На южной окраине Берингии росли бы темнохвойные леса (тем более мы уже приняли за ее южную границу Командоро-Алеутскую гряду), так как они и сейчас растут не только на этой широте, но и значительно севернее. Вдоль современного северного побережья Чукотки, т.е. от Колымской низменности к заливу Коцебу, расположились бы Субарктика (Григорьев, 1964а) и, возможно, участки степоидов, а вдоль северного побережья Берингии (севернее о-ва Врангеля) — Эоарктика (Толмачев, 1952, 1958).

ГИПОТЕЗЫ И ПРИЧИНЫ ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ОЛЕДЕНЕНИЙ

В настоящее время существует несколько концепций, касающихся вообще оледенений на Земле. Наиболее старая из них — топографическая, связывавшая развитие оледенений с ростом гор.

Топографическую концепцию оледенений разделяли многие исследователи (Ramsay, 1892; Брукс, 1952; Рухин, 1959; Попов, 1963). Другие же ее оспаривали (Берг, 1947). По мнению Б.Л. Личкова (1965), оледенения не являлись результатом поднятий, а только совпадали с ними.

В настоящее время топографическая гипотеза небезосновательно оставлена. В этом виден принцип актуализма: в настоящее время существуют самые высокие горы из когда-либо существовавших, но сплошного материкового оледенения нет. Однако даже в 1967 г. К.К. Марков (1978) писал, что "тектонически обусловленное похолодание на Земле было таким же, как охлаждение, считавшееся солнечным обусловленным" (с. 82). Правда, автор не отказывался и от солнечнообусловленного фактора, указывая, что "в горах конкретная история оледенения являлась результатом обоих

⁹ На симпозиуме в Хабаровске, посвященном проблемам Берингии (май 1973 г.).

процессов изменения климата – тектонически обусловленных и непосредственно солнечнообусловленных" (Там же. С. 84). Слабость этой гипотезы, как нам кажется, в том, что она не объясняет цикличность оледенений, в результате чего К.К. Марков вынужден поставить ее под сомнение.

Многие исследователи считали главной причиной оледенения орографические поднятия, поэтому в принципе концепция К.К. Маркова представляет собой обстоятельно осмысленную старую гипотезу, которую совершенно справедливо оспаривал Л.С. Берг (1947). Основная логическая нить этой гипотезы – понижение температуры с увеличением высоты и возрастанием количества осадков. Однако тут легко возразить. На Чукотке избыток влажности, т.е. из выпадающих в год 500 мм более 100 мм не испаряется (при коэффициенте увлажнения 1,33) (Клюкин, 1970). Здесь же находятся обширные горные поднятия, но оледенение существует лишь как эмбриональное. По-видимому, уже незначительное понижение годовых температур в течение достаточно долгого времени (скажем, 100 лет) привело бы к новому оледенению на Чукотке, но оно не было бы обусловлено поднятием. Полагают, что поскольку зимний пояс снегов шириной порядка 2500 км воздействует на атмосферную циркуляцию, способствуя самоподдержанию и дальнейшему питанию, то "любая причина, которая задержала бы таяние снегов летом, благоприятствовала бы оледенению" (Лэмб, 1968. С. 202).

Несколько лет назад была выдвинута гипотеза о Южно-Берингийском ледниковом покрове (Гросвальд, 1983). Автор указал, что главным основанием для этой гипотезы является аналогия по многим параметрам Северной Пацифики Северной Атлантике, где, по его мнению, в позднем вюрме продолжается Панарктический ледниковый покров, стабилизированный ледниками на шельфах. С юга Южно-Берингийский ледниковый покров подпруживался Алеутско-Командорской грядой, а над гребневодной Алеутской впадиной он был на плаву.

Естественно, что только одна аналогия не может служить доказательством, даже если бы действительно было доказано шельфовое оледенение Северной Атлантики. Вместе с тем имеются данные, что и в Северной Пацифике континентальные ледники выдвигались на шельф, достигая о-ва Св. Лаврентия (Hopkins, 1972), а не заползли с шельфа на Чукотку. М.Г. Гросвальд (1983) указал на критику различных авторов, в том числе Г.С. Бултона (Boulton, 1978), его концепции Панарктического ледникового покрова. Г.С. Бултон, в частности, считает, что юго-западная часть Баренцева шельфа не покрывалась поздневюрмскими льдами. Нам представляется эта точка зрения более реалистичной, а доводы М.Г. Гросвальда зачастую косвенными и умозрительными. Существование баренцевоморского шельфового ледника было подвергнуто критике на XI Конгрессе ИНКВА (INQA) – Международной ассоциации по изучению четвертичного периода (Величко, Орешкин, 1985).

Основной путь образования шельфовых ледников – выдвигание на шельф континентального льда, хотя такие ледники могут образовываться и при скоплении айсбергов, севших на мель, и путем увеличения припайных льдов (Котляков, 1994). А.В. Живаго (1978) пришел к заключению, что "история антарктического шельфа есть, по существу, история края ледникового щита Антарктиды" (с. 96). Другими словами, шельфовые ледники являются одним из поздних этапов развития континентального оледенения, а не началом его.

Затем, на основе принципа актуализма, был разработан сценарий развития оледенения вследствие изменения континентальности климата как причины (Simmons, 1913; Панов, 1946; и др.). Континентальность климата изменялась благодаря изоляции Полярного бассейна от Тихого и Атлантического океанов. Климатические условия Гренландии различны: север – континентальный, юг – морской. Земля Пири расположена на высоте 1930 м над ур. моря, но льдами почти не покрыта, так как климат континентален (самый холодный месяц -36° , самый теплый $+6^{\circ}\text{C}$, осадков мало, местами меньше, чем стаивает льда, тогда как на леднике – соответственно 115 мм против 160 мм) (Марков, 1986). Сходные условия существуют в Канадском архипелаге

(не везде) и на о-ве Врангеля. В то же время автор отметил, что гренландский щит – реликт.

Снижение снеговой границы в Арктике достигало или даже превосходило 1000 м (Гросвальд, 1983). Автор отмечает, что здесь мог действовать особый механизм инициации оледенения, который в зарубежной литературе называют "мгновенным". Предполагается, что он состоял в быстром накоплении многолетнего снега на плато и равнинах, его утолщении и метаморфизации, способствовавших образованию ледниковых покровов (Andrews, Miller, 1978).

Континентальность климата определяет два географических феномена: характер оледенений (Панов, 1946; Тронов, 1966) и облесенность. Д.Г. Панов (1968) убедительно показал, что современное оледенение Арктики связано с малой континентальностью климата. Это очень хорошо подтверждается на примере Чукотки. В континентальной обстановке Амгуэмо-Куветского массива современное оледенение отсутствует (Васьковский, 1955), а в океаническом климате хребта Искатень и Чукотского полуострова оно имеется, хотя и незначительное (Обручев, 1936; Колосов, 1947; Petrov, 1967). "Снижение степени континентальности на побережьях Тихого океана отражается в развитии современного оледенения за пределами Арктики – Аляска, склон Корякского хребта" (Панов, 1946. С. 60). На Северо-Востоке Азии наибольшее по площади современное оледенение приходится на Камчатку, второе место занимает Корякия, а третье – цепи хребта Черского (Шило, Виноградов, 1970). Такое распределение хорошо согласуется с концепцией Д.Г. Панова, хотя хребет Черского и удален от морских побережий (но зато он высок).

На Корякском нагорье, которое сегодня считается, по А.П. Васьковскому (1955), центром современного оледенения, следует остановиться особо. Эта мощная горная система располагается между Чукоткой и Камчаткой и находится в зоне влияния океанического климата. На восточном побережье зимняя среднесуточная температура составляет $-12...-15^{\circ}$, а летняя – $+8, +9^{\circ}\text{C}$. Горные вершины достигают высот до 2562 м над ур. моря (гора Ледяная) (Егизаров и др., 1965). Ледники этой горной системы, по данным М.И. Малых (1958), представлены в основном каровыми ледниками (14) общей площадью 94,73 км² и фирновыми (113) – 25,45 км². Площадь долинных ледников, а их всего 27, составляет 60,04 км². По другим, более поздним, сведениям (Седов, 1986), известно всего более 1400 ледников общей площадью свыше 285 км². В основном они лежат на склонах юго-восточной экспозиции гор Ледяной, Снежной, горных узлов в верховьях рек Укэлаят, Апукваям, центральной части хребта Снегового и хребтов Олюторского и Мейныпильгинского, где наиболее проявляется влияние океанического климата. Склоны северо-западной экспозиции от этого влияния экранируются мощными отрогами горных цепей и хребтов центральной части нагорья. Самый крупный долинный ледник Снеговой, его площадь 4,8 км². Нижняя граница каровых и склоновых ледников опускается до 350–400 м. Достаточно подробно современное оледенение Северо-Востока описал А.П. Васьковский (1955).

Ледники покрывают хребты Пекульней на Чукотке в верховьях реки Пекульнейе, а также Сунтар-Хаята – перевалы Геодезистов, Олимп, Муравленко. Наиболее значительные по площади ледники находятся на перевале Импульс и горе Васьковского (2790 м над ур. моря). Ледник на горе Васьковского хребта Сунтар-Хаята самый крупный: его длина свыше 7 км, нижняя граница на высоте 1800 м над ур. моря.

Из других горных систем Северо-Востока современное оледенение распространено в Бордех Орулган, на п-ове Говен (находится в полосе влияния океанического климата) и на склонах вершин вулканов Ключевская и Авачинская сопки на Камчатке (Чемеков, 1966). Наиболее мощное оледенение в горах Черского и Момского хребтов.

Распределение континентальности климата в настоящее время связано с особенностями атмосферной циркуляции. Д.Г. Панов (1946) использовал принцип актуализма, полагая, что и в прошлом степень континентальности климата

определяла развитие оледенений. Он считал, что "ближайшей причиной развития четвертичных оледенений в Арктике были географические изменения, выразившиеся в изменениях циркуляции атмосферы и гидросферы, связанной в своих переменах с изменяющимся соотношением между сушей и морем" (с. 62). И далее: "Руководящее значение для развития оледенений имело положение континентальности климата Арктики" (с. 63).

Таким образом, развитие плейстоценовых оледенений Д.Г. Панов объяснял всецело земными причинами. "Погружения порогов, отделяющих Арктический бассейн (на рубеже третичного и четвертичного времени) от прилегающих океанов, обусловленные факторами тектоническими (как об этом свидетельствуют сопровождающие их излияния базальтов в Исландии и на Чукотском полуострове), определили существенные перемены в циркуляции атмосферы и гидросферы в пределах Арктики (с. 63)"¹⁰. Это понизило континентальность климата и определило развитие оледенения. Изменение атмосферной циркуляции, вызванное оледенением, явилось причиной его деградации. По Д.Г. Панову (1946) "образование ледниковых антициклонов под поверхностью ледниковых щитов в стадии их максимального развития приводило к деградации ледникового щита, отмирание которого определялось центростремительной силой ветров, нарушающих питание центральных частей его" (с. 65).

К этой схеме можно добавить касательно берингийского сектора Арктики, что ледниковый покров вследствие гляциоизостазии и гляциоэвстазии вызывал осушение шельфов. Береговая линия удалялась от центров оледенения, и это также ухудшало условия питания ледников и способствовало их деградации. При таянии ледников область, ими покрывавшаяся, начинала подниматься, а смежные районы шельфов погружаться. Вновь возникала циркуляция атмосферы по океаническому типу, и вновь создавались предпосылки для оледенения, если климат был достаточно холодным.

Оледенение возникает только при положительном балансе твердых осадков, поэтому первейшее условие его образования – понижение температуры. Последнее, по мнению многих исследователей, имеет космическую причину (Фурмарье, 1971; Будыко, 1971, 1974; Карлстром, 1965). Следовательно, схема Д.Г. Панова не является замкнутым кругом, "приходящим во вращение" под действием тектонического толчка¹¹. Это вытекает и из представления Д.Г. Панова (1968) о том, что "межледниковое время в Арктике характеризуется развитием трансгрессии моря при одновременном потеплении климата" (с. 66). Потепление климата произошло не

¹⁰ Здесь мы вправе подумать, не происходило ли в то время и погружение нынешних подводных хребтов Арктического бассейна, которые до того возвышались над поверхностью океана? Не был ли прав Г. Симмонс (Simmons, 1913), когда предполагал, что арктическая флора возникла на суше, выступавшей из океана в районе Северного полюса? Мнение ряда исследователей о том, что Северный полюс достиг своего современного положения лишь сравнительно недавно, этому предположению не противоречит. Согласно Г. Симпсону (Simpson, 1940), Северный полюс до конца вюрма находился в центре Гренландии. Это мнение согласуется (или основано) с представлением А. Вегенера о миграции полюса. К концепции А. Вегенера склонялся и Б.Н. Городков (1952), когда писал: "Если признавать перемещения полюсов или материков, третичные арктические ландшафты становятся вероятными лишь в области севера Берингии и Канадского архипелага" (с. 81). По А. Вегенеру, в среднетретичное время полюс находился в море Бофорта, откуда он двигался в сторону Гренландии. Концепция А. Вегенера отрицалась с палеоботанической (Толмачев, 1927; Чэни, 1968; и др.), гляциологической (Колосов, 1947) и других (Фурмарье, 1971) точек зрения и о ней не стоило бы вспоминать, если бы не возродившийся в последнее время интерес к этой концепции, связанный с новыми данными. Появились и новые ботанические работы (например, Axelrod, 1972), основанные на идеях А. Вегенера о смещении полюсов и дрейфе континентов. Существуют сведения, что почти половина океанической коры образовалась в кайнозойе (Axelrod, 1972). В последние годы получены данные о несомненной миграции магнитных полюсов Земли, но пока не установлена столь же определенно миграция астрономического (географического) полюса (Фурмарье, 1971).

¹¹ "Тектонический толчок", обусловивший оледенение в Арктике, очевидно, не вызвал бы его в горных системах всего Северного полушария, в том числе столь удаленных от Арктики, как Гималаи. В настоящее время уже не подлежит сомнению, что плейстоценовые оледенения в разных частях Северного полушария происходили практически синхронно.

вследствие трансгрессии, а, скорее, наоборот, так как при потеплении стаивают материковые льды. В атлантическом секторе Арктики, как полагает Д.Г. Панов, температура воздуха во время трансгрессии (вероятно, последней) повысилась на 16–18°, однако это явное преувеличение.

В целом концепция Д.Г. Панова является очень удачной интерпретацией причинно-следственных связей плейстоценовых оледенений с географической средой, если считать, что космический фактор определяет температурный режим Земли.

ПРОСТРАНСТВЕННЫЕ ПРОЯВЛЕНИЯ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОЛЕДЕНЕНИЙ

Четвертичные похолодания охватывали в той или иной степени весь земной шар. В Южном полушарии во время оледенений полярный фронт был севернее современного на 10° в Атлантическом и на 6° в Индийском океанах; паковые льды достигали 55° ю.ш. (Coltze, 1978). Последнее оледенение в Чили имело максимум 20–19 тыс. лет назад. В области оз. Льянкиуэ ледник достигал 95 км длины и 1000–1300 м мощности. Снеговая линия опускалась на 1000 м. Последнее наступление ледника началось 15 тыс. лет назад и достигло кульминации 13 тыс. лет назад (Porter, 1981). В горных районах Северного Китая имеются разнообразные следы четвертичного оледенения, а также остатки ископаемых животных и растений (Sun et al., 1981). В Гималаях современные ледники покрывают 3% площади гор и в Кашмире спускаются до высоты 3600–3700 м над ур. моря (Kalvoda, 1981). Максимальное положение снеговой линии в плейстоцене, по данным того же автора, составляло до 2000–2600 м, тогда как современная снеговая линия на северном макросклоне находится на высоте 4300–5600 м, а на южном – 5200–5900 м, повышаясь с запада на восток. В штатах Джамму и Кашмир у подножия Гималаев находится терраса Катра, которая оказалась останцом обширной перигляциальной зоны третьей стадии плейстоценового оледенения. Линейные гряды на террасе идентифицированы как морены (Sinha, Raina, 1981). В Прихубсугулье подзачетвертичное оледенение было горно-долинным (Кулаков, 1981). В Монгольском Алтае оледенение наступало, по крайней мере, дважды – в среднем и позднем плейстоцене, и в перигляциальной зоне происходило образование огромных озер и мощных постоянных рек (Девяткин и др., 1981).

Относительно гор Средней Азии существует две концепции. Согласно одной, в конце плейстоцена оледенение занимало площадь лишь на 15–30% больше современного; согласно другой – в максимум позднеплейстоценового похолодания было крупное горно-долинное оледенение, в 2–2,5 раза больше современного (Лебедева, 1982). По мнению этого автора, в среднем плейстоцене Памир был на 500 м ниже современного и находился в более теплом климате. Кроме того, общеклиматическое похолодание было меньше, чем в позднем плейстоцене. Крупное горно-долинное оледенение было в позднем плейстоцене. Климат тогда обусловил слабый речной сток. Это способствовало хорошей сохранности морен.

Прибайкальские хребты являлись центрами развития ледников, но границы хионосферы, видимо, не опускалась ниже 1200 м (Пиотровская, Афонская, 1982). В Байкало-Патомском нагорье сартанское оледенение было долинным, с длиной ледников до 60 км (Тищенко, 1982).

Иногда пишут, что в то время как в Северной Америке ледники последнего оледенения достигали 40° с.ш., в Восточной Сибири их следов нет даже на 70–72° с.ш. (Кинд, 1979). По крайней мере, горные ледники были распространены в Азии повсеместно. Они спускались на равнины. Южная граница распространения материковых льдов в Средней Сибири проведена южнее низовьев Подкаменной Тунгуски и далее на северо-восток, в верховьях Оленека (Исаева и др., 1986; Файнер, Комаров, 1986). Мнение, что восточнее Урала развитие ледников было ограничено из-за континентальности климата признано необоснованным (Астахов, Файнер, 1979), но авторы используют аргумент, что расстояния от края днепровского ледника до Скандинавии было не меньше расстояния от карского центра оледенения до края ледника в Приенисейской области.

По нашему мнению, расстояние нужно сопоставлять не до карского центра, а до пutorанского, что делает его короче и убедительнее по существу. К востоку от 92° в.д. мощность ледников была примерно вдвое меньше по сравнению с Енисейской впадиной (Астахов, Файнер, 1979). На Северо-Востоке, по данным Г.С. Ананьева (1982), площадь среднеплейстоценового оледенения ненамного превышала площадь позднеплейстоценового оледенения. Расстояние между конечными моренами средне- и позднеплейстоценовых горно-долинных ледников составляет 2–3, редко 0,5, иногда до 10 км. Существенное различие границ наблюдается там, где в разные эпохи оледенение было разных морфологических типов. В зырянское время, кроме полупокровного, были развиты ледники карового и долинного происхождения. На хребте Сунтар-Хаята снеговая граница располагалась от 2500 м на южных до 2160 м на северных и северо-западных склонах. С удалением от охотского побережья высота ее увеличивается. Таким образом, оледенение развивалось асинхронно: в приморских районах раньше, а во внутриконтинентальных – позже. В сартанское время оледенение было в 2–3 раза меньше. В Корьякии ледники опускались до современного уровня моря (Глушкова, 1982б). Вопрос о плейстоценовых оледенениях на Камчатке до сих пор не решен. Некоторые исследователи выделяют, относя к среднеплейстоценовому оледенению, сформированные ледниковые образования, датируя их ранним плейстоценом (Власов, Чемяков, 1949, 1950; Кушев, Ливеровский, 1940), другие – моренные отложения, погребенные под автоэффузивами (Мокроусов, Садовский, 1966, 1964; Лапшин, 1963). Однако возраст и генезис последних не указываются, что не позволяет говорить об их приуроченности или отнесении к ледниковым образованиям раннего плейстоцена. Возможно, это были переходные остаточные ледниковые образования, так как какие-либо достоверные сведения о значительном, масштабном, оледенении того времени отсутствуют. На Камчатке отмечены лишь следы первого оледенения, но уже в среднем плейстоцене (Брайцева, Мелекесцев, 1974). Что же касается оледенения в раннем плейстоцене Курильских и Командорских островов, то, по мнению этих авторов, его вообще не было. В пределах Курильской гряды в плейстоценовый период наиболее значительному оледенению подвергался о-в Парамушир, в меньшей степени Онекотан, высота первого в тот период достигала 800–1000 м над уровнем моря, второго – 500–600 м. Командорские острова не подвергались оледенению из-за низкого положения по отношению к существовавшему тогда уровню моря. В Охотии большинство ледников развивалось на приморском макросклоне Охотско-Колымского водораздела. В прибрежных районах они формировались на высоте 400–500 м. Мощность льда в долинных ледниках достигала 700 м. Западнее водораздела высота образования ледников увеличивалась до 1200–1300 м (Глушкова, 1986). Все хорошо сохранившиеся конечные морены Верхоянья принадлежат последнему оледенению, включая зырянское (Колпаков, Белова, 1980). На Тайгоносе и хребте Пекульней была велика роль долинных ледников (Глушкова, 1986, 1989). Они спускались в зырянское время по долинам крупных рек и сливались в единый в предгорьях Пекульнея, почти доходя до р. Анадырь. Сартанское оледенение этой горной системы было гораздо меньше, чем предполагалось ранее (Глушкова, Смирнов, 1974). Но в зырянское время обширный ледник существовал почти на всей территории бассейна р. Танюрер.

На Пutorане даже в период последнего оледенения образовывалась шапка льда (купол), что следует из наличия на склонах трещинно-камового рельефа (Кожневников, 1984). Некоторые авторы считают, что оледенение Пutorана было незначительным или вовсе отсутствовало (Пutorанская..., 1975).

Мощное оледенение развивалось в Полярном Урале. Однако оно было в основном долинным. Оно обозначено рядами конечных морен в предгорьях с запада и с востока. Возможно, что морены эти обозначают только подвижки ледников при генеральном их отступании, а во время максимума оледенение было полупокровным. На западе Большеземельской тундры верхневалдайская (осташковская) морена образована валунными глинами, суглинками и супесями (Лосева, 1978). Максимальная

стадия (осташковского) оледенения простиралась до верховьев Волги, где близ пос. Селиджарово в верхней части разреза террасы высотой 10 м залегает соответствующая морена (Васильев, 1980). Вместе с тем отмечено, что на севере Европы ледниковый покров в позднем плейстоцене был маломощный и это способствовало его быстрой деградации (Чеботарева, Фаустова, 1978). Близ южной окраины льдов авторы показали наличие нунатаков.

До сих пор существуют разногласия по поводу оледенений низменности и горных систем. И.Д. Данилов (1979) отстаивает точку зрения, что плейстоценовые ледники ограничивались горными районами: Таймыр, Путорана, Урал, а в Западной Сибири и в Печорской низменности моренные валунные суглинки имеют морской генезис; нарушения, принимаемые за гляциодислокации могут быть вызваны оползнями, диагенезом и т.п. Однако в Печорской низменности в позднеднепровских, ранне- и позднемосковских отложениях найдены многочисленные кости копытных леммингов (Гуслицер, Лосева, 1979), что подтверждает континентальный генезис этих отложений, которые в межледниковья покрывались водами трансгрессий и в которые могли быть вмыты морские организмы. На северо-западе Сибири до сих пор существуют погребенные глетчерные льды в виде мощных пластов (Соломатин, 1978). Автор предполагает, что на ранних стадиях формирования льда преобладало вязкопластическое течение с развитием соответствующих слоистых текстур. В дальнейшем главное значение приобрело глыбовое движение. Эти процессы присущи только глетчерным льдам.

Ледники существовали в тех горных системах, в которых теперь отсутствуют, даже в горах, окружающих Средиземное море. Можно предположить, что максимальное распространение ледников в горах Корсики и Аbruццы произошло до 18 тыс. лет назад, когда началась деградация последнего оледенения (Коншон, 1981). В Аппалачах развивались свои ледники, которые вступали во взаимодействие с Лаврентийским щитом (Фултон, 1981).

Вдоль р. Св. Лаврентия тянется гряда моренного комплекса. Недавно было установлено, что северо-восточная часть этого комплекса образовалась под влиянием Аппалачского, а не Лаврентийского ледника (Martineau, Corbeil, 1983). Это свидетельствует о том, что на Аппалачах был крупный ледниковый купол, от которого происходило истечение льда.

В Канадских Кордильерах существовали как местные ледниковые шапки, так и региональные, т.е. районы покровного оледенения (Фултон, 1981).

Максимальное развитие оледенений различается в зависимости от широты. Это показано на примере сравнения Шпицбергена и Польши, и объясняется климатическими колебаниями в Арктике и в Центральной Европе (Lindner et al., 1983). Бассейн Балтийского моря был заполнен подвижными льдами в период последнего оледенения. Остров Хиддензе близ берегов Германии представляет собой останец папорной морены до 72 м высоты (Stackebrandt, 1979).

Особенности последнего оледенения на Севере Европы очень хорошо изучены (Асеев, 1974; Палеогеография Европы..., 1982). Однако, согласно первому источнику, существовал только Скандинавский щит, а согласно второму – было два центра: скандинавский и баренцевоморский (шельфовый), который состыковывался с североуральским и североземельским ледниковыми покровами. Оба щита также были состыкованы. Периферический ледниковый покров протягивался до Британского центра оледенения, льды которого выходили на осушенный шельф Норвежского моря. Таким образом, с северо-запада Европа была полностью блокирована льдами.

Уже в голоцене происходили подвижки ледников, оставившие следы, которые могут быть приняты за плейстоценовые. Отдельные подвижки имели место совсем недавно. Предполагается, что внешние конечные морены ледника Оватсмаркбреэн на Земле Оскара II (Шпицберген) образовались с наступлением ледников в малый ледниковый век, завершившийся в конце XIX столетия, когда ледник начал отступать (Niewiarowski, 1982).

В настоящее время принимается, что четвертичные оледенения вызывались не какой-то одной причиной или фактором изменения климата. Существует целый комплекс причин, куда входят космические, астрономические, геологические, геофизические, географические, атмосферные и топографические (Бернар, 1968). Космические причины связаны с эволюцией Солнца. Астрономические факторы обусловлены изменением параметров движения Земли (ее эксцентриситета орбиты, наклона земной оси к эклиптике, колебаний плоскости орбиты). К географическим причинам Э.А. Бернар (1968) относит изменения широты и потока внутреннего тепла Земли. Геологический фактор – колебания излучательной способности Земли. В качестве примера географических причин оледенения мы уже привели концепцию Д.Г. Панова (1946) (изменения конфигурации континентов и океанов). К этой группе причин, как было отмечено ранее, примыкает топографическая концепция оледенения К.К. Маркова (1967), начало которой, согласно Э.А. Бернару, положено Р. Рамсеем в 1924 г. Атмосферные факторы – это колебания прозрачности атмосферы. По М.И. Будыко (1974), эти колебания обусловлены главным образом вулканической деятельностью. А.Д. Геденов (1973) считает, что помутнение атмосферы имеет второстепенное значение. Он пишет: "Поскольку землетрясения есть следствие планетарных атмосферных возмущений и непосредственно причиной колебаний климата являются изменения характера и интенсивности общей циркуляции атмосферы, т.е. и землетрясения, и колебания климата имеют общую первопричину, зависящую от колебаний солнечной активности, то последняя и является главнейшей причиной изменений и колебаний климата на Земле" (с. 36). Это еще одна концепция.

Согласно последней концепции, на климат Земли существенное влияние оказывают солнечная активность и магнитные явления. Установленная периодичность длительных изменений геомагнитного поля близка к периодичности явлений прецессии Земли (примерно 23 тыс. лет), наклона земной оси (около 42 тыс. лет), эксцентриситета земной орбиты и глобальных климатических колебаний (около 100 тыс. лет) (Bucha, 1977). Автор отметил, что, вероятно, изменения параметров земной орбиты влияют на устойчивость и полярность магнитного поля нашей планеты, которые в значительной мере определяют колебания климата и погоды.

Установлена связь между солнечной активностью и периодичностью в развитии деревьев, изменении размеров болот и береговых линий. Большинство событий на Земле имеет цикличность 2×11 ; $2 \times 22,2$; $12 \times 22,2$ (Svenonius, Olaússon, 1979). Авторы делают вывод, что приведенная интерпретация длительных циклов солнечной активности, кратных 22,2 года, мотивируется тем, что эта периодичность регулируется солнечным влиянием на магнитную структуру солнечного ветра, который, как было установлено, показывает наилучшую корреляцию с погодой. Но эти эффекты часто затухиваются.

Огромная роль солнечной активности в определении климата на Земле ни у кого вроде бы не вызывает сомнений, однако некоторые авторы придерживаются иных установок. Считается, например, что среди перечисленного множества причин изменений климата, по-видимому, наиболее значительными являются астрономические, так как установлена чрезвычайно высокая чувствительность полярных широт к вековым колебаниям инсоляции (Бернар, 1968). На палеоботаническом материале к этому же выводу пришел Э.С. Баргхоорн (1968), указывая, однако, что "наши данные не позволяют непосредственно доказать это" (с. 36). Уже незначительное изменение параметров движения Земли усиливает термические различия ее поясов, в основном за счет похолодания в высоких широтах.

М.И. Будыко (1974) считает, что четвертичное похолодание было вызвано уменьшением содержания в атмосфере углекислого газа вследствие "перемещения континентов и подъема их уровня, что привело к частичной изоляции Северного Полярного океана и размещению антарктического материка в полярной зоне Южного полушария" (с. 44). Мы знаем, однако, что перемещение материков если и

происходило, то задолго до квартера (Фурмарье, 1971). Из книги П. Фурмарье (1971) мы узнаем, что Антарктида находится на своем современном месте с отдаленных эпох; согласно Е.С. Короткевичу (1972), она была здесь еще в кембрии. Доказывается, что оледенение континента началось по крайней мере в самом начале третичного периода, поскольку на Земле Грэхема непосредственно на меловых отложениях найдены мореноподобные массы (Брукс, 1952). Р.В. Фэйрбридж (1968, 1970) установил, что с кембрия и до нашей эпохи общая площадь континентов возрастала, а площадь, занятая водой, убывала от 65×10^6 (в ордовике она была более 70×10^6 км²) до 3×10^6 км². Все же площадь Мирового океана превышает площадь всей суши в 2,5 раза (Степанов, 1974).

Мировой океан является потребителем углекислоты атмосферы, поскольку она растворяется в воде. Наиболее интенсивно углекислота поглощается океаном в полярных широтах, откуда она выносится в тропические широты (Степанов, 1974). Это объясняется ее лучшей растворимостью в холодных водах. Но наряду с этим снижение количества углекислоты в атмосфере понижает и температуру земной поверхности (суши и водную), так как атмосферная углекислота снижает поток отраженной тепловой радиации, действуя как экран. Если углекислоты в атмосфере мало, поток отраженной тепловой радиации увеличивается. Сказанное как раз и является основой предположения М.И. Будыко о роли углекислоты в атмосфере в процессе оледенения. Это предположение, по-видимому, согласуется с той ролью карбонатов как индикаторов палеоклиматов, на которой настаивает Р.В. Фэйрбридж (1968, 1970). В частности, возможно, что оледенения в меловом периоде были обусловлены низким содержанием атмосферной углекислоты вследствие огромного ее поглощения морскими организмами на производство своих раковин (пятая революция Фэйрбриджа). Меловые отложения хорошо известны, но если предполагать, что в плейстоцене оледенения также были обусловлены понижением углекислоты в атмосфере, то о плейстоценовых фациях, аналогичных меловым, сведения отсутствуют. Эти фации, вероятно, и не могут быть обнаружены, так как карбонаты отлагались на дно современных океанов и довольно быстро вновь поступали в планетарный кругооборот, накапливаясь лишь в тропических и умеренных широтах (например, в виде коралловых сооружений).

В период максимума оледенения содержание углекислоты в атмосфере было значительно ниже, чем в голоцене (Вгоекер, 1982). По мнению этого автора, колебания углекислоты в атмосфере могли определять возникновение оледенений и межледниковий. Данная концепция наиболее последовательно развивается М.И. Будыко (1971, 1974, 1980, 1984), который связывает ее с дрейфом континентов и подъемом их уровня. Однако слишком малое содержание углекислоты ныне в атмосфере заставляет усомниться в том, что еще меньшее количество углекислоты было основной причиной оледенений, и к тому же периодических. Кроме того, М.И. Будыко считает, что в плейстоцене каждое последующее оледенение было мощнее предыдущего. Однако для Европы и для Сибири хорошо доказано, что максимальным было среднеплейстоценовое оледенение, а минимальным – позднеплейстоценовое. Поэтому изменение количества атмосферной углекислоты, если считать это причиной оледенений, было не однонаправленным.

Малое количество углекислоты в атмосфере все-таки является основанием для сомнения в той роли, какую на нее возлагает М.И. Будыко.

В настоящее время (по мнению большинства авторов, межледниковое)¹² углекислота составляет всего 3% от атмосферной смеси газов. Не слишком ли это незначительная величина, чтобы считать, что ее дальнейшее уменьшение должно вызвать оледенение? Если в ранние эпохи углекислоты было больше, чем теперь, то почему же сейчас нет ледникового периода такого же масштаба, как в плейстоцене? Является

¹² Согласно Р.В. Фэйрбриджу (1968), существующее межледниковье еще не достигло своего оптимума. Напротив, К. Брукс (1952) полагал, что мы живем в ледниковое время, хотя и не в максимальный его отрезок.

ли голоцен временем, когда количество углекислоты повысилось по сравнению с периодом оледенений? Реальна ли та периодичность колебаний содержания углекислоты в атмосфере, которой можно объяснить плейстоценовые оледенения? Вероятно, найти удовлетворительное решение этих вопросов в настоящее время невозможно из-за недостатка точных данных о современном балансе углекислоты. В палеогеографических расчетах следует учитывать буферную роль океана по отношению к содержанию углекислоты в атмосфере (Проблемы палеоклиматологии, 1968).

Расчеты, проведенные М.И. Будыко (1974), убедительны лишь на более широком историческом фоне, чем квартал. Неувязка касается прежде всего довольно быстрых (в геологическом масштабе) чередований оледенений и межледниковий.

Таким образом, наиболее веская причина — астрономическое похолодание, которое, усиливаясь весьма постепенно, привело в конце концов к образованию материковых ледников. В Арктике этому способствовало изменение циркуляции воздушных потоков и морских течений вследствие погружения берингийского и североатлантического порогов. Иначе думал К. Брукс (1952), который считал возможным поднятие Северо-Атлантического хребта (барьера Уивилля Томсона) над водой. В таком случае, по его мнению, появлялся важный фактор оледенения Северного Ледовитого океана из-за его изоляции от влияния Гольфстрима. Нельзя не привести слова П. Фурмарье (1971), что "большим шагом вперед было бы достоверное выяснение причин четвертичного оледенения" (с. 105), ибо, несмотря на множество гипотез, ни одну из них нельзя считать неуязвимой.

За последние годы обновление концепции дрейфа материков оживило и соответствующие представления о развитии оледенений. Согласно некоторым авторам (Ушаков, Ясаманов, 1984; Ясаманов, 1985), общему охлаждению климата Земли способствовало смещение к северу приатлантических материков, что и привело к развитию покровного оледенения, начавшегося на Чукотке и Аляске в раннем плиоцене. Авторы указывают вместе с тем, что покровное оледенение Канады, Гренландии и Фенноскандии началось около 3 млн лет назад, т.е. с задержкой по отношению к оледенению северопацифических регионов. По их мнению, задержка была обусловлена сокращением площади Средиземноморского бассейна и его изоляции от Атлантики. В то время в Европе был теплый сухой климат.

Существует система взглядов, согласно которой оледенения возникают, когда материки перемещаются в районы полюсов и препятствуют проникновению туда теплых морских течений. Обширные оледенения существовали на протяжении примерно половины времени из последних 800 млн лет истории Земли. Около 50 млн лет назад Антарктида переместилась в район Южного полюса и ее покрыли ледники (Hypothesen..., 1978). Около 5 млн лет назад в результате роста Исландско-Фарерского базальтового массива уменьшилась циркуляция между Атлантическим и Северным Ледовитым океаном, что привело к образованию ледниковых щитов в Гренландии и на шельфе Баренцева моря, бывшем тогда сушей. Сформировался мощный Евразийский ледниковый покров, который простирался от Ирландии до оконечности Таймыра и имел площадь 8,37 млн км² (Гросвальд, 1984) (рис. 13).

Дальнейшее уменьшение притока теплых вод на север вызвало примерно 700 тыс. лет назад оледенение умеренных широт Северного полушария. Затем, видимо, произошло затопление баренцевоморского шельфа, так как по развиваемой рядом авторов картине рост ледников обуславливал снижение уровня Мирового океана, шельф Баренцева моря снова превращался в сушу, на которой вновь возникал ледниковый щит. Скандинавский и Баренцев ледниковые щиты становились барьером, препятствовавшим широтной циркуляции атмосферы. В результате к востоку и югу от ледников возникали аридные ландшафты. Недостаток атмосферных осадков вызывал отступление ледников умеренных широт, повышение уровня моря, увеличение образования айсбергов на периферии Баренцева щита и его отступление. В результате такого рода процессов чередовались ледниковья и межледниковья (Hypothesen..., 1978).

В этом разделе рассмотрены всего лишь гипотезы многих палеогеографов. Действительно, большинство выдвинутых ими положений не являются научно доказанными и основаны порой на недостаточно точных наблюдениях или неоднозначных интерпретациях.

По некоторым представлениям (Мягков, 1978), похолодание во второй половине кайнозоя, завершившееся серией покровных оледенений в Северном полушарии, является следствием установления континентального оледенения Антарктиды. Обнаруживается связь ледниковых событий в Антарктиде с изменениями климата. Ранее сходная обстановка существовала в конце палеозоя, во время пермокарбонového полярного оледенения Гондваны (см. рис. 2), вызвавшего общее охлаждение климата. Согласно разработанной модели (Квасов и др., 1982), когда на границе эоцена и олигоцена пролив между Австралией и Антарктидой достиг большой ширины и глубины, образовалось Южное Круговое течение, которое поворачивало на север вдоль берегов Южной Америки. В результате возник Восточно-Антарктический ледниковый щит. Увеличившееся альбедо понизило температуру на Северном полюсе до 5° , на экваторе – 6° , на Южном полюсе – на 10° . Рост ледников привел к понижению уровня океана на 60 м.

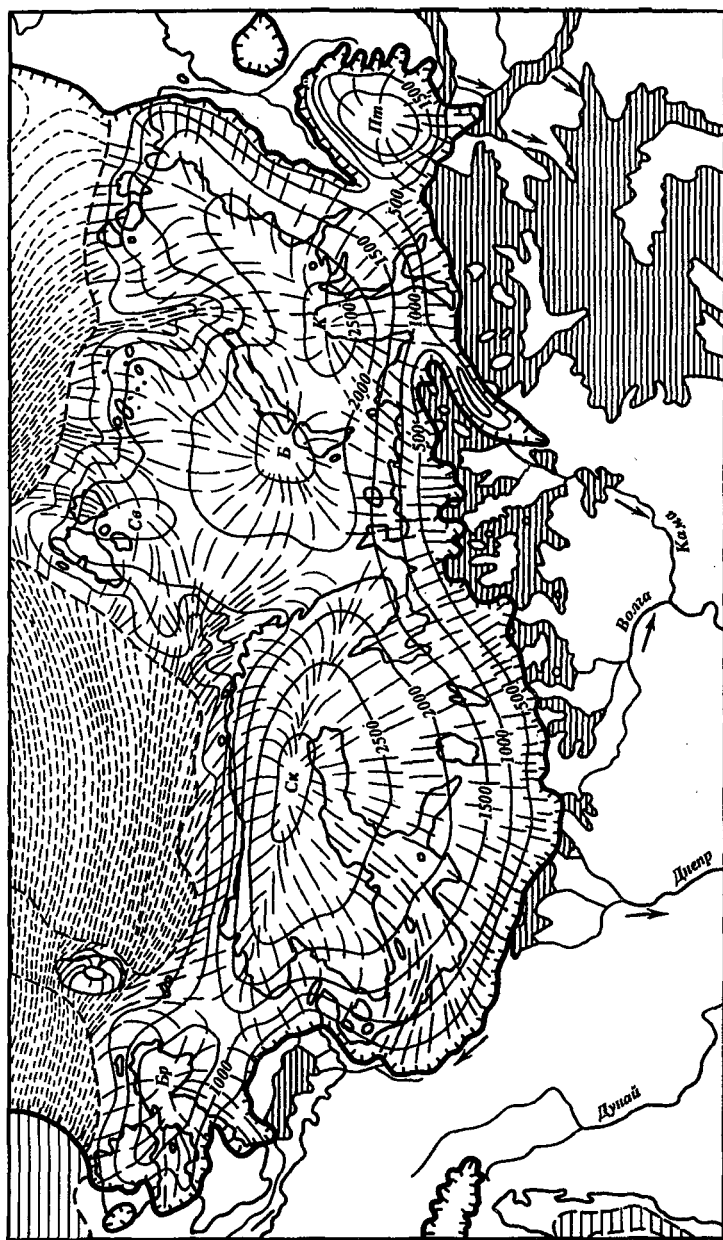
В раннем и среднем миоцене в умеренных широтах произошло потепление, вызванное закрытием глубоководного пролива между Австралией и Юго-Восточной Азией и открытием пролива между Гренландией и Северо-Западной Европой. На границе среднего и позднего миоцена пролив Дрейка приобрел достаточную ширину и глубину и Южное Круговое течение стало проходить через него. Это резко снизило водообмен между умеренными и тропическими широтами. В умеренных широтах произошло похолодание, в тропических – потепление. Ледниковый щит покрыл Западную Антарктиду. В эпоху Гаусса возникли ледниковые щиты Гренландский и Баренцев (см. рис. 13), похолодание усилилось. Таким образом, кайнозойская ледниковая эпоха началась на рубеже эоцена и олигоцена.

Многие авторы считают, что оледенение Антарктиды увязывается с дрейфом континентов (Вербицкий, Квасов, 1980; Серебрянный, 1980; Бардин, 1980; Лосев и др., 1980; Зоненшайн, 1980), который привел к понижению температуры в средних широтах до $10-12^{\circ}$. Эта температура признана критической, и внешние импульсы, связанные с изменением эксцентриситета орбиты с периодом 10^5 лет, вызывают обширные оледенения в Северном полушарии с последующим разрушением.

Таким образом, для обоснования четвертичных оледенений самого по себе дрейфа материков недостаточно. И действительно, Антарктида продолжает оставаться на полюсе и покрыта льдами, но материковых льдов в Северном полушарии нет. К тому же не все исследователи придерживаются гипотезы дрейфа материков. Некоторые из них полагают, что в настоящее время имеется тесная связь климата с изменением орбитальных параметров Земли, определяющих величину инсоляции. Подтверждено существование трех основных циклов изменения климата: 100, 40 и 20 тыс. лет, из которых наиболее значимым оказывается цикл 100 тыс. лет (Birchfield et al., 1981).

Таким образом, астрономическая теория палеоклиматов М. Миланковича (1939; Milankovich, 1920, 1930, 1941) отнюдь не забыта, а, наоборот, успешно развивается (Berger, 1976, 1977а, б, 1978, 1980). Периодичность климатических изменений, отраженных в глубоководных осадках соответствует даже вековым колебаниям параметров земной орбиты (Briskin, Harrell, 1980).

Уменьшение температуры в Антарктиде 20–15 тыс. лет назад на 5° обусловило уменьшение осадков в 1,9 раза. Экстраполяция этих данных в область положительных значений температур привела к выводу, что при увеличении температуры на 1° осадки увеличиваются на 14% (Вербицкий, 1982). Однако, как показал автор, когда увеличение температуры происходит в области низких значений, рост осадков может компенсировать уменьшение объема ледникового щита или даже вызвать его увеличение. Но при значительном потеплении (на $10-12^{\circ}$) таяние ледников вызовет сильное повышение уровня Мирового океана. Переход воды из океана в ледниковые



Р и с 13. Евразийский ледниковый покров и связанные с ним ледниково-подпрудные озера
 Ледниковые щиты: Бр - Британский, Ск - Скандинавский, Б - Баренцев, К - Карский, Пт - Пutorанский; 1 - свободный от ледников океан; 2 - ледниково-подпрудные озера; 3 - локальные ледниковые комплексы гор и возвышенностей; 4 - ледниковый покров (а - шельфовые ледники, б - ледниковые щиты); 5 - направление стока талых вод. Изолинии - толщина ледникового покрова (в м) (по: Гросвальд, 1984)

покровы континентов и обратно оказывает влияние на скорость вращения Земли и движение полюсов (Сидоренков, 1982). В. Буха (1981) связал чередование ледниковый и межледниковый с миграцией магнитных полюсов Земли. Он указал, что приближение полюса и связанной с ним области низкого давления к Европе соответствует межледниковьям, а удаление его на восток способствует развитию европейских и североамериканских оледенений. Период изменения геомагнитного поля 25–100 тыс. лет согласуется с периодом изменения орбитальных параметров Земли. Циклические изменения корпускулярной радиации, определяющие краткопериодические изменения климата, налагаются на периоды геомагнитных изменений. Был сделан также вывод, что колебания солнечной активности обуславливают землетрясения и колебания климата (Гедеонов, 1973).

Связь изменений параметров орбиты Земли с оледенениями и межледниковьями неоднозначна, т.е. имеется взаимодействие многих процессов различной продолжительности (Schneider et al., 1979). Авторы считают, что незначительные изменения инсоляции, вызванные изменением параметров орбиты, способны приводить к глобальным изменениям температуры воздуха и отсюда – к ледниковым или межледниковьям.

Высказывалась точка зрения, согласно которой инсоляционного охлаждения было недостаточно для развития покровного оледенения Северного полушария. Охлаждение усиливалось за счет Северного Ледовитого океана, увеличивавшего альбедо (Возовик, 1982а). Автор доказывает, что покровное оледенение началось на осушенных до глубины 30 м шельфах 35–21 тыс. лет назад. По его представлениям, осушение шельфов было первичным и около 17 тыс. лет назад толща льдов на шельфах достигла 700 м, а к началу голоцена – 1 км¹³. Распад шельфового ледника происходил 9,5–8 тыс. лет назад. Основной его вывод о том, что регрессия в Арктике была непродолжительной и незначительной, невозможно согласовать с биогеографическими данными. Берингида была сплошь покрыта льдами. Поэтому арктический шельф, как считает Ю.И. Возовик (1982а), отличается от других шельфов отсутствием соответствующих геоморфологических показателей, в частности террас. Наличие террас несовместимо с представлением об оледенении шельфов (Гросвальд, 1982), но террасы могли возникнуть, по мнению автора, в подводно-подледных условиях в результате процессов аналогичных тем, что действуют и теперь у линии налегания Западно-Антарктического ледового покрова. Что несовместимо с оледенением шельфов, так это продолжение на них долин крупных рек Сибири.

По мнению И.Д. Данилова (1982), трансгрессии и регрессии Полярного бассейна являлись основным регулятором крупных климатических изменений. Похолодание климата связано с регрессиями Полярного бассейна и большой степенью его изоляции, а потепление и увеличение влажности – с трансгрессиями этого бассейна. Большинство исследователей считают, что изменения климата были первичными и они определяли формирование и таяние ледниковых покровов, а не наоборот. Это, в свою очередь, оказывало влияние на температуры, влажность, миграции (Hammen, 1979). Причины изменения климата, по Т. Хаммену, – изменение параметров земной орбиты.

Уже небольшое похолодание может вызвать появление ледникового покрова, который затем увеличивается автокоррелятивно за счет увеличения альбедо и возникновения над льдом холодных воздушных масс (Квасов, 1979). Существует мнение, что максимальное продвижение льдов на сушу можно рассматривать как "деградационное наступание", т.е. произошедшее после того, как закончился рост льдов в области их цитания (Чеботарева, Фаустова, 1978). Нельзя сказать, что это общепринятая точка зрения.

В последние годы сделано предположение, что жесткой связи соотношения оледенений с плейстоценовыми и аридными условиями не существовало. Оледенениям

¹³ В другой работе (Возовик, 1982б) – до 3 км.

могут соответствовать и аридные, и плючивальные климаты в области умеренных и низких широт. Кроме того, плючивал иногда соответствует начальным фазам оледенений (имеется в виду последнее оледенение) и их концу (Васильев, 1982а). Вряд ли эта точка зрения достаточно обоснованна, поскольку для образования льдов требуются осадки. Однако, судя по различным данным, оледенения действительно происходили в разных условиях. В плиоцене, например, на юге Сибири или в Европе не было мощного похолодания, но и осадков было мало (климат был аридным). В Хамар-Дабане участки наиболее низкого положения древней снеговой линии совпадают с районами современного повышения увлажнения (Заморуев, 1978).

Недостатком современных расчетных данных о палеоклиматах является неполнота учета факторов. В результате каждая теоретическая модель климата дает обнадёживающие данные сама по себе. Так, расчет по полуэмпирической модели климата изменений углекислоты в атмосфере привел М.И. Будыко (1974) к положительному результату. Э.А. Бернар (1968) вновь использовал астрономическую теорию М. Миланковича (1939) для интерпретации оледенений и получил благоприятный результат на основе изменения только параметров движения Земли. По мнению К. Брукса (1952), тот факт, что астрономическая схема М. Миланковича хорошо согласуется с последовательностью событий за время четвертичного оледенения, как показано М. Цейнером (1963) на основе изучения истории оледенений, является подтверждением главной роли астрономических факторов.

Однако, на наш взгляд, следует согласиться с Э.А. Бернаром (1963), писавшем о действии в этом случае не одной, а комплекса причин. Причем, по нашему мнению, каждая из них на глобальном уровне вызывала соответствующий сигнал на системном уровне.

Очевидно, что создание математических моделей климата должно идти не по пути усреднения данных, а, напротив, с опорой на нестационарные экстремальные значения элементов климата. Такие модели должны быть разработаны для нашего времени, чтобы связь элементов и факторов климата была более определенной.

О ЛЕДНИКОВЫХ ОБРАЗОВАНИЯХ

Процессы образования ледниковых форм рельефа хорошо изучены на территориях современного оледенения. И когда исследователи наблюдают определенные сочетания форм рельефа, то по существующим моделям могут сравнительно легко воспроизвести ситуацию, в которой этот рельеф формировался. Так, зандры с проксимальной стороны конечных моренных гряд всхолмлены, а с дистальной – плоские (Wisniewski, Karczewski, 1978). Это дает возможность определить направление течения льда, если другие условия не позволяют это сделать. Реконструкция лопасти кордильерского ледника в низменности между Каскадными горами и горами Олимпик выявила много общего в ее характеристике с современным ледником Маляспина на Аляске (Thorson, 1980).

Последний самый крупный современный ледник долинного характера на южном побережье Аляски, площадью 2700 км², находится в полосе влияния океанического климата. Как указывают И.С. Шукин (1960) и К. Хейссер (1969), хотя и не пыльная, но все же лесная растительность близ ледника произрастает, занимая небольшие площади. Другие данные (Мензбир, 1934) свидетельствуют о широком наступлении по моренному покрову у нижнего края ледника густых лесов из *Picea sitchensis*, *Tsuga Mertensiana* и их спутников. На Огненной Земле также окончания громадного ледника вклиниваются в лес. Г.Ф. Буттель-Реепен (1913) говорил: "Как раз, когда я ехал (1895) вдоль Огненной Земли, я заметил это внедрение ледяных масс в зеленый пояс лесов, и это зрелище благодаря чудному контрасту останется у меня навсегда в памяти" (с. 37).

Следы оледенений, особенно ранних, нередко не распознаваемы непосредственно. Например, территория национального парка Клуэйн (Юкон) неоднократно подвергалась оледенениям, но их следы быстро уничтожались последующей эрозией, хотя на востоке сохранились моренные отложения возрастом более 100 тыс. лет (Rampton,

1981). Имеются и морены позднего висконсина (29–12,5 тыс. лет назад). Начальные фазы межледниковой также часто неопределимы, так как соответствующие прослои размыты (Urban, 1982).

Иногда моренный материал идентифицируют по окатанности валунов, но степень окатанности ледниковых валунов зависит от того, где они перемещались: на льду или в его толще (Boulton, 1978). Если валуны образовались из обломков пород, сыпавшихся на ледники сверху, то они почти не окатываются. На Тянь-Шане многие голоценовые морены образованы вовсе неокатанным обломочным материалом. Окатанность валунов является функцией времени и определенных условий.

Естественно, что отложения, рассматриваемые как суглинистые морены, могут вызывать сомнения или опровержения (Суздальский, Слободин, 1978). Например, суглинистые морены низовьев Енисея по внешнему виду не отличаются от толщ в низовьях Колымы, где, как полагают, оледенения не было. Поэтому основные морены севера Западной Сибири, в том числе с мегапластами, некоторые авторы принимают за илы и приводят доводы, что и другие проявления деятельности ледников могут быть истолкованы "без привлечения гипотезы о плейстоценовых континентальных покровных оледенениях северных равнин" (Генералов, Кузин, 1979).

В отношении отложений на о-ве Гран-Монан (Канада) произошла острая дискуссия (Gadd, 1981). Р.Ф. Леже (Legget, 1980) доказывал, что отложения являются переработанными волнами моренами, а его оппоненты на основании находок морской фауны рассматривали отложения как подводные во время подъема уровня моря. Р.Ф. Леже в ответ указывал на находки эвратических валунов с ледниковой штриховкой. Подобных споров может быть очень много, когда речь идет о ледниковых отложениях, заливаемых водами трансгрессии, в результате чего в них вымываются морские организмы, особенно такие ничтожно мелкие, как диатомеи или фораминиферы.

Характер пород, из которых образованы отложения, нередко способствует определению генезиса этих отложений. Идентификация горных пород днепровской морены как полярно-уральских и новоземельских исключает предположение о переносе туда валунов льдинами. Канадский щит, образованный кислыми кристаллическими породами, повсюду покрыт мощной толщей ледниковых отложений с большим содержанием карбоната кальция (Shilts, 1981). Очевидно, моренный материал происходит из Канадского Арктического архипелага, где широко распространены известняки.

Определение возраста террас по их местоположению является бездоказательным, так как в пределах одной ледниковой серии галечниковых террас может быть несколько (до 10) (Schaefer, 1981). Наоборот, доказано, что террасы различного возраста (например, ледниковые и аллювиальные) могут быть расположены на одном гипсометрическом уровне, в то время как разновозрастные террасы под влиянием молодых тектонических движений часто залегают на различных высотах (Финк и др., 1981). При палинологических исследованиях нередко постулировался позднеплейстоценовый возраст I террасы, имеющей высоту 3–5 м. Однако установлено, что на Чукотке возраст аллювия I террасы р. Майн и озерных отложений 20–25-метрового уровня (по данным ^{14}C) среднеголоценовый (Новейшие отложения..., 1980). Без датировки по ^{14}C такой вывод едва ли был бы сделан. А в зависимости от возраста отложений, определенного каким-либо способом, интерпретация СПС из этих отложений служит доказательством условий среды в соответствующее время.

В последние годы для изучения ледниково-аккумулятивных форм рельефа, особенно краевых зон, успешно применяется космическая съемка (Svensson, 1981). Однако проблему датирования она не разрешает.

Слабо выраженные следы экзарации нередко расценивают как результат незначительного оледенения, например, на Кольском полуострове (Киселев, 1979, 1981). Но это может быть и полной противоположностью, т.е. результатом мощного

оледенения, развивающегося сразу на огромной площади, так что течение льда прослеживается лишь на значительном удалении от рассматриваемой территории. На Кольском полуострове истечение льда, производящего экзарацию, происходило на осушавшийся шельф.

Современные эрозионные долины на севере Сибири до половины своей глубины образовались еще до освобождения территории ото льда, о чем свидетельствуют террасы, сложенные флювиогляциальными отложениями, камы и другие аккумулятивные формы на склонах долин (Гречин, 1981). Это и естественно, поскольку максимальной эродирующей способностью обладают движущиеся льды, а аккумулятивный рельеф образуется при стаивании льдов, в основном неподвижных.

О ПРИЛЕДНИКОВЫХ БАССЕЙНАХ

Материковые ледники перекрывали путь многим рекам, и вдоль края льдов накапливались воды. В последние годы остро дискутировалась идея великой системы приледникового стока, согласно которой в центральных районах Западно-Сибирской равнины существовали подпрудные бассейны, дренировавшиеся через Тургайский прогиб в сторону Арало-Каспия (Архипов, 1981). В Западно-Сибирской низменности в период каждого оледенения возникали приледниковые бассейны, поскольку Обь и Енисей были запружены льдом. Смыкаясь, эти бассейны образовали единый – Мансийское озеро, сток из которого происходил на юго-запад. В период межледниковий возобновлялся сток на север. Максимального уровня (до 120–130 м) и наибольшей площади приледниковые водоемы достигали во время последнего оледенения, образовав единую трансконтинентальную систему, простиравшуюся от Монголии до Средиземного моря, т.е. более, чем на 9000 км (Волков, Волкова, 1978, 1981). На юге Западной Сибири во время формирования I террасы (14–9 тыс. лет назад) сток по местным долинам был в несколько раз, а во время формирования вторых террас (30–18 тыс. лет назад) – в несколько десятков раз более обильным, чем теперь. В главных долинах речные процессы неоднократно сменялись озерными, когда на севере возникали ледниковые барьеры. На междуречьях во время обильного стока формировались гидроморфные почвы и мерзлотно-солифлюкционные текстуры. Периоды обильного стока чередовались с сухими эпохами, характерными для дегляциации ледниковых стадий (Волкова, 1979).

О сплошном оледенении Западной Сибири и существовании перед толщей льда подпрудного бассейна свидетельствуют глинистые отложения Тургайской ложбины с глубины 75–77,5 м, образовавшиеся в интервале $28\,800 \pm 800$ – $11\,600 \pm 160$ лет назад, когда по ложбине шел сток из Западной Сибири в Арало-Каспийскую впадину (Астахов, Гросвальд, 1978). В.А. Зубаков (1972) не разделяет мнения о существовании во время максимального оледенения Мансийского озера-моря, полагая, что слои, принимаемые за озерные отложения, являются сорово-мерзлотными. Однако на схеме фациально-палеогеографических зон Западной Сибири в среднем плейстоцене он показывает зону пресноводной ледовой лагуны, расположенной южнее района распространения ледника. Доказательство того, что сброс приледниковых вод происходил через Тургайский желоб, однозначно (Гросвальд, 1983). В желобе отсутствуют отложения старше сартанских; следовательно, они были вымыты. При замедлении течения в связи с деградацией ледника желоб был забит глинами и суглинками за несколько тысячелетий. Представление о сбросе вод Оби и Енисея к югу в позднезырянское время было положено в основу проекта переброски части вод этих рек к югу в современных условиях (Архипов, Волков, 1982). В 1986 г. этот проект был отклонен, хотя его реализация вряд ли представляла серьезную угрозу для экологии.

Ледниковое перекрытие Западной Сибири, обратившее сток рек на юг через Тургайскую ложбину, не обязательно связывать с карским центром оледенения, как это делает В.И. Астахов (1979). В максимальную стадию последнего оледенения в Западной Сибири подпрудный бассейн занимал площадь, судя по реконструкции

М.Г. Гросвальда (1983), приблизительно вдвое больше Черного моря. В Европе озера вдоль южной окраины ледника тянулись полосой в сотни километров. Получается, что перигляциальная зона с континентальным режимом могла существовать только вдоль восточной окраины ледникового щита (Восточнее Путорана) (Гросвальд, 1983). Обширные участки низменности оказались покрытыми озерно-ледниковым материалом, что и породило представление о больших (в сотни километров, приледниковых озерах (Исаченков, 1979).

В Финляндии установлено три уровня Балтийского моря выше 125 м, приходящихся на ранний дриас (Synge, 1982). Автор сделал выводы, что колебания морского уровня в раннем дриасе и начале пребореала были функцией эластичных деформаций земной коры, вызванных увеличением или сокращением ледовой нагрузки при перемещении края ледника. Эти быстрые вертикальные движения суши иногда были столь значительными, что приводили к изоляции водоема от океана с образованием ледниковых озер. Уровень самого первого из них стоял у Туренки на 162 м, а затем последовательно (159, 155, 151, 148, 144 и 134 м) понижился на 28 м. Самое молодое балтийское ледниковое озеро было "спущено" 8213 лет до н.э. (датирование у Биллингена, Швеция).

На северо-западе Шотландии (Глен-Рой) существовало приледниковое озеро глубиной до 200 м, подпруженное льдом во время подвижки лох-ломонд (поздний дриас) (Sissons, Cornish, 1982). Во время отступления льда озеро катастрофически вытекало и в результате изменения нагрузок возник перенос блоков, на которые здесь разбита земная кора (уклон до 4,6 м на 1 км). Гляциоизостатическое поднятие района авторы оценивают в 40–50 м. Многие приледниковые озера на Таймыре существовали до 14 тыс. лет назад (Исаева и др., 1980). В периоды обоих оледенений, в позднем плейстоцене, в низовьях Лены возникали ледниковые подпруды, определявшие поднятие уровня воды в реке на 40–50 м, но они не были продолжительными (Колпаков, 1986).

Верхоянские ледники на западе почти достигали Лены, а в период первого позднеледникового оледенения ледник, видимо, подпруживал Лену близ Жиганска, так как на левобережье реки имеются размытые остатки морены этого возраста (Исаева и др., 1986).

На территории Чукотки, близ мыса Дионисия обнаружен эрратический материал, доставленный ледником с хребта Золотого на расстояние 50–75 км (Новейшие отложения..., 1980). Эти данные говорят о том, что р. Анадырь была подпружена льдом, поскольку мыс Дионисия и хребет Золотой находятся по разные стороны Анадырского лимана. Следовательно, существовал гигантский бассейн, занимающий большую часть долины Анадыря и его притоков. С этим согласуется отсутствие большого количества аллювия на шельфе против устья Анадыря, как это имеет место против устья р. Юкон (Антропогеновый..., 1965).

На хребте Пекульней в северной его части подпруживанием ледниками морены было образовано оз. Баранье. Другими примерами подпруживания отложений ледниками во время оледенений являются сформированные таким образом на Чукотке и просуществовавшие до нашего времени озера Кантала и Черное в горной системе хребта Пекульней. Такие процессы отмечаются и в настоящее время в некоторых частях Европы в процессе современного оледенения, например озера Мервеленское и Ровенское в Альпах, Мерцбахера на Тянь-Шане.

В США перед фронтом ледника располагались приледниковые водоемы, история которых детально изучена (Nielsen, Matile, 1978; и др.). Во время последнего оледенения (25–10 тыс. лет назад) только на территории запада США в более чем 100 впадинах существовали крупные озера, из которых до наших дней сохранилось лишь 10%. В интервале 14–16 тыс. лет назад уровень озер падал, а 6–5 тыс. лет назад многие из них высохли. Еще больше приледниковых озер было на востоке и в центре Северной Америки. "Озерный пояс", протягивающийся по водоразделу через всю Северную Америку, от озер Эри и Онтарио до Большого Медвежьего озера, на наш

изгляд, представляет собой остаточное явление, возникшее при разрушении Лаврентийского щита на его периферии.

Из числа приледниковых озер наиболее основательно изучено озеро Агассиц. Это озеро и его дренажный бассейн занимали территорию 2 млн км² (от Скалистых гор до оз. Верхнее и от Южной Дакоты до Гудзонова залива). Оно образовалось предположительно 27 тыс. лет назад перед краем наступавшего с севера ледникового щита, подпруживавшего реки Центральной Канады и севера центральной части США. По мере наступления щита озеро перемещалось к югу и занимало районы на больших высотах.

Данных о ранних фазах существования оз. Агассиц сохранилось мало. На юге оно достигало Айовы, откуда 13,5 тыс. лет назад оно вместе с краем ледникового покрова начало быстро отступать. Максимальную площадь (около 350 тыс. км²) озеро занимало во время ледниковой подвижки фазы эмерсон 9,9–9,5 тыс. лет назад. Позже произошел спуск вод озера в оз. Верхнее, и примерно 8500 лет назад уровень оз. Агассиц пал настолько, что весь регион к югу от 53° с.ш. оказался осушенным. Остатки озера исчезли около 7,5 тыс. лет назад, после чего климат в районах, занимавшихся им, стал теплее и засушливее (Clayton, 1983). На ранней стадии развития уровень оз. Агассиц достигал отметок 440 м, а глубина у края льда превышала 200 м. В озеро обрывались айсберги, а наступивший киватинский язык льда преобразовал озерные отложения в друмлины (Dredge, 1983). Существование оз. Агассиц определяло многие черты рельефа (Klassen, 1983; Drexler et al., 1983; Fenton et al., 1983). Некоторые исследователи по-иному рассматривают историю этого озера. Полагают, что оно образовалось между двумя языками льда около 14 тыс. лет назад (Teller et al., 1980); 10 тыс. лет назад его уровень был максимальным. Береговая линия того времени сейчас находится на высоте 372–438 м (Schreiner, 1983).

На месте днища оз. Агассиц теперь имеются сетчатые, полигональные, ячеистые и другие формы микрорельефа (Mollard, 1983). Автор считает, что они образовались в поздне- или ранне-последледниковое время, когда лед оседал на дно озера. Видимо, это правильное представление, поскольку подобные формы микрорельефа образуются на днище уже спущенных озер и в наше время, но только в Арктике, а не в умеренных широтах.

Кроме оз. Агассиц, в Северной Америке известны и другие приледниковые озера. Приледниковые оз. Ирокуой существовало в бассейне оз. Онтарио 12,5–11,8 лет назад, когда соответствующий язык льда отступил к северо-востоку. Около 12 тыс. лет назад в оз. Ирокуой открылся выход из оз. Алгонкин (Terasmae, 1980). Приледниковое оз. Ожибвей в Канаде имело уровень 355 м, который в течение примерно 1000 лет снизился до 280 м (Richard, 1980).

В западных предгорьях Аппалачей отложения приледниковых озер отмечены на высоте 240–245 м (Prichonnet, 1982).

Береговые линии оз. Алгонкин в Мичигане обнаруживаются на высоте 213–274 м (Futyma, 1981). Наиболее древний уровень этого озера имеет возраст 12–10 тыс. лет (Miller et al., 1979). Оно перестало существовать 10,8–10,5 тыс. лет назад (Terasmae, 1980). Другое приледниковое оз. Саскачеван исчезло около 11 тыс. лет назад. Его бывший высший уровень теперь находится на высоте около 610 м, с которого он понижался до 448 м (Christiansen, 1979). Уровень оз. Мемфремейгог, возникшего 14,9 тыс. лет назад у края Лаврентийского щита, колебался от 165 до 365 м (Boissonnault, Gwyn, 1983). Очевидно, колебания уровня приледниковых водоемов отражали периоды колебаний климата, при которых таяние льдов то увеличивалось, то замедлялось.

Подпрудные бассейны нарушали изостатическое выравнивание суши после стаивания льдов, в результате чего образовывался наклон к озеру. При отступании Лаврентийского щита и образовании подпрудных озер изостатический наклон к озерам составлял 40 см на 1 км (Mathews, 1978). Вероятно, при спуске озер наклон мог сохраниться вплоть до нашего времени, если поднятие происходило одинаково на

большой территории. С приледниковыми бассейнами связано строение современного рельефа, как в центральной части Западно-Сибирской низменности (Волков, 1982).

Случается, что и в наше время подпруженные ледниками озера катастрофически осушаются благодаря прорывам, как это произошло, например, в 1977 г. в Норвегии (Theakstone, 1978). Автор показал многочисленные последствия этого феномена (размыв древней морены, перенос и переотложение большого количества осадочного материала).

ЧИСЛО ОЛЕДЕНЕНИЙ В ПЛЕЙСТОЦЕНЕ

Хотя оледенения вызывались планетарными похолоданиями, их развитие зависело и от количества осадков. Очевидно, поэтому в разных регионах фиксируется неодинаковое число оледенений. В Альпах еще Пенк и Брюкнер установили четыре ледниковые эпохи. Позднее эта точка зрения была уточнена, но принципиально не изменилась. В Чили также имеются следы четырех оледенений (Porter, 1981).

Установление числа оледенений по терминальным ледниковым комплексам может не соответствовать истинному числу оледенений, так как эти комплексы могут отражать подвижки ледников. Число оледенений в данном регионе устанавливается прежде всего стратиграфически, в том случае, если моренные пачки или перигляциальные образования (например, лёссы) разделены почвенными горизонтами. Но и тогда существуют разночтения, и одни авторы пишут о межледниковье, другие — о межстадиале.

В Западных Гималаях различают четыре основные фазы оледенения только в среднем плейстоцене (Kalvoda, 1981). В позднем плиоцене и плейстоцене в Памиро-Алае отмечены четыре ледниковые эпохи, древнейшая из которых, по палеомагнитным данным, длилась 2–3 млн лет (Пахомов, 1980). Полагают, что в Центральной Европе было не четыре периода оледенения, разделенных тремя межледниковьями, а больше (Frenzel, 1979). По крайней мере на этот счет мнения исследователей сильно различаются.

Вопрос о числе оледенений на Крайнем Северо-Востоке также окончательно не решен, хотя следы плейстоценовых оледенений ранее отмечались многими исследователями (Богданович, 1901; Обручев, 1931; Nordenskjöld, 1882). Большинство же исследователей придерживаются все-таки трехкратного оледенения (Кайнозой..., 1968; Бискэ, 1978; Алексеев, 1978), другие считают, что их меньше (Петров, 1966; Муратова, 1973; Свиточ, 1976).

Н.Б. Верховская (1986а) полагает, что на Чукотке существовало по крайней мере три этапа оледенений. Первый этап хорошо отмечается по положению конечных морен в бассейнах р. Белая и ее крупных притоков Юрумкувеем и Осиновая. Небольшие ледники существовали в верховьях Анадыря. Следы второго оледенения на Чукотке наиболее четко сохранились в бассейнах рек Канчалан, Танюер, где протяженность ледников до 400 км. Самые же крупные ледники, по мнению Н.Б. Верховской, в этот период были в центральной части Чукотского хребта, хотя здесь они и носили горно-долинный характер. Третий этап оледенения на Чукотке этим автором отмечен в долине р. Голубой (левый приток р. Танюер). Ледниковые образования, служившие когда-то плотиной, отнесены к палинозоне *Larix-Picea sect. Euripicea*.

Анализ палинозон на разных материках приводит к следующим заключениям:

1) условия жизни на Земле неоднократно и резко менялись в течение последнего миллиона лет, для которого характерно не менее 10 ледниково-межледниковых циклов со средней продолжительностью примерно 100 тыс. лет;

2) в предшествующие 3–2 млн лет количество таких циклов было гораздо больше, хотя они характеризовались меньшими амплитудами температур (Hammen, 1979). Противоположную позицию занимает И.Д. Данилов (1982). Он считает, что постулат о множественности покровных оледенений Северного полушария в плейстоцене теряет теоретическую основу в свете современных данных о стабильности

ледниковых покровов Антарктиды и Гренландии в течение всего позднего кайнозоя. На севере Швеции различается не менее пяти морен (Лундквист, 1981). На Кольском полуострове выделяются четыре холодные эпохи начиная с днепровской, при этом московское и ошашковское похолодания совпадали с высоким стоянием уровня моря (Киселев, 1979).

Трехчленное строение валдайской эпохи поставлено под сомнение (Chebotareva, 1977). Автор делит валдай на ранний безледный (70–24 тыс. лет назад) и поздний ледниковый (24–9,4 тыс. лет назад). В раннем валдае были широко распространены перигляциальные условия – холодный и относительно влажный климат с существенными колебаниями. В Скандинавии в то время накопились массы льда мощностью до 2,5 км, которые позже (примерно 20–18 тыс. лет назад) распространились на Русскую равнину. В низовьях Вислы отмечено пять ледниковых горизонтов вислинского оледенения, разделенных межледниковыми перигляциальными отложениями четырех интерстадиалов (Makowska, 1982).

В Ирландии имеются следы трех оледенений, распространяющихся в основном вдоль западных побережий, но вторгавшихся во внутренние районы страны (Synge, 1979). В Западной Сибири в среднем и позднем плейстоцене установлено пять оледенений и пять потеплений. При этом колебания климата в этом и в других регионах происходили синхронно (Волкова, 1979).

По другим данным (Архипов, 1983), там было шесть оледенений. Трехчленное строение позднеплейстоценовых отложений установлено в горах Южной Сибири (Ендрихинский, 1982). Но на хребте Удокан имеются следы всего двух оледенений (Любомиров, 1980). Вопрос о числе оледенений Алтая до сих пор не решен (Окишев, 1982).

На Северной Земле обнаружены три ледниковых горизонта и не менее двух морских межморенных толщ (Говоруха и др., 1978).

В верхней и средней частях бассейна Колымы отмечено пять крупных оледенений горно-долинного типа (Чанышева, Бредихин, 1981).

ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫЕ ТРАНСГРЕССИИ, КЛИМАТ В ЭПОХИ ОЛЕДЕНЕНИЙ И ТРАНСГРЕССИЙ

Глобальные похолодания и потепления были связаны с изменением очертаний океанов и циркуляции вод. Колебания уровня океана являются важнейшим фактором в распределении энергии по поверхности земного шара (Barton et al., 1980). С точки зрения мобилистов, "в настоящее время можно достаточно уверенно констатировать, что главной, хотя и не единственной причиной глобальных регрессий и трансгрессий служат изменения во времени средних скоростей нарастания океанической литосферы в рифтовых трещинах" (Ушаков, Ясаманов, 1984).

Предпредпоследние регрессия и трансгрессия, в понимании Г.У. Линдберга (1972), имели место в плиоцене, хотя по другим данным трансгрессия (150–180 м) приходится на ранний плейстоцен, когда была залита Анадырско-Пенжинская депрессия. По мнению И. Херманна и Д. Хопкинса (Hermann, Hopkins, 1980), позднеплиоценовая (3,5–3 млн лет назад) Берингийская трансгрессия была достаточной, чтобы открылся нынешний Берингов пролив. Как утверждают авторы, это привело к гумидизации климата. Стало быть, на остальной плейстоцен, в понимании Г.У. Линдберга, приходится две трансгрессии и две регрессии. Из них предпоследняя заливала сушу до отметок около 80 м, последняя – 200–300 м. Г.У. Линдберг не видел иной причины трансгрессий, чем колебания уровня Мирового океана в результате изменения емкости океанических впадин, выделения воды из лав. Ранее этого придерживались Н.П. Васильковский (1960) и Е.К. Мархинин (1967).

Регрессия океана в периоды оледенений и трансгрессия его в межледниковья отмечены даже в Индии (Verma, Mathur, 1979). Трансгрессии Восточно-Китайского моря происходили около 38–23 и 10 тыс. лет назад, т.е. в последнее межледниковье и на пороге голоцена. В вюрмских отложениях найдена флора, характеризующая этот

период как ледниковый, холодный и аридный. В Японском море трансгрессии имели место в одиновское, казанцевское, каргинское время (Короткий, 1982). Соответствующие морские террасы на океанической дуге располагаются на высоте 80–85 м (41–39 тыс. лет назад), 120–130 м (рисс-вюрм), 350–370 м (175 тыс. лет назад), 480–500 м (300–290 тыс. лет назад) (Каплин, 1982). На такой высоте морские террасы оказались в результате поднятия суши. Отмечено также, что в Охотском и Японском морях уровень позднелейстоценовых и голоценовых трансгрессий мало отличался от современного (Кулаков, 1979).

На Северной Чукотке в начале плейстоцена поднятия привели к регрессии плейстоценового моря, в ходе которой сформировались террасы на суше на высотах 200–120, 120–80, 80–40 и 40–10 м. Во время формирования 80–40 м террас долинные ледники местами выдвигались в море. Дальнейшая регрессия привела к осушению шельфа и образованию террас на глубинах 12–18, 22–28, 32–38, 42–50, 55–60 м. На террасах высотой 15, 27, 33–40 м обнаружены дельты, а на террасах высотой 11–14 и 20–40 м – торфяники. В конце позднего плейстоцена регрессия сменилась трансгрессией, в ходе которой образовались абразионные террасы на глубинах 55, 38, 30, 20, 10 м (Пуминов, Дегтяренко, 1982). На Чукотке существуют различные отложения плейстоцена: ледниковые и морские.

По мнению авторов "Новейших отложений..." (1980), можно констатировать, что практически весь разрез новейших отложений Чукотки так или иначе связан с эпохами высокого стояния моря. В прибрежных районах это морские отложения, а в долинах рек и межгорных котловинах – осадки, аккумуляция которых была связана с подпрудным влиянием моря.

На севере сибирских равнин морской плейстоцен прослеживается на юг до 400–870 км от современных побережий и достигает отметок 200 м и более (но главным образом до 100 м) и глубин до 320 м на Енисее и 310 м на Оби (Троицкий, 1979).

В межледниковых отложениях на равнине юго-западного побережья Гудзонова залива представлены морские осадки (Shilts, 1982), что свидетельствует о трансгрессиях. Они происходили около 105, 75 и 35 тыс. лет назад (Andrews et al., 1983).

В микулинское время во всех окраинных морях бывшего СССР происходила значительная трансгрессия (Чепалыга, 1982), называемая обычно бореальной. По-видимому, она была циркумполярной, так как кроме Гудзонова залива на о-ве Банкс трансгрессия в начале сангамонского времени фиксируется до современного уровня 215 м (Vincent, 1978). На такой высоте морские отложения оказались в результате поднятия острова. Вероятно, эта же трансгрессия, называемая среднеплейстоценовой, на Северной Чукотке достигала современных отметок 50–100 м и температура воды была такая же, как ныне, или теплее (Полякова, 1981).

Трансгрессия, называемая в Сибири каргинской, а в Европе беломорской, также была мощной, по крайней мере в некоторых районах, например на Таймыре (Антропоген Таймыра, 1981). В Восточной Европе она распространялась до Средней Печоры (до устья р. Ковжи) (Шаплык, 1982). На противоположной стороне Северного полушария, на юге о-ва Элсмир, в песчанике с датировкой примерно 34 тыс. лет найдены литоральные диатомеи (Lichti-Fedorovich, 1980), что говорит о трансгрессии. Большое количество диатомей, очевидно, обеспечивала карбонатность субстрата. Высокое содержание карбонатов в породах, как установлено на Шпицбергене, соответствует морской фазе осадконакопления (Vørum, Kjensmo, 1980).

Высказывалась точка зрения, что уровень моря у берегов Восточной Чукотки к началу голоцена не превышал изобаты 20 м и современного положения достиг примерно 4–3,5 тыс. лет назад (Иванов, 1982). По другим данным, на Чукотке во время всех трансгрессий в среднем и позднем плейстоцене, а также в начале голоцена уровень моря был выше, чем сейчас (Свиточ и др., 1978). В северо-восточной части Берингова моря позднелейстоценовая трансгрессия началась 13–12 тыс. лет назад, а максимум ее наблюдался 7–6 тыс. лет назад (Свиточ, 1977, 1978).

На противоположной стороне Северной Америки море Шамплейн занимало послеледниковые долины на низменности Св. Лаврентия в Квебеке, Онтарио, Вермонте, Нью-Йорке. Его отложения имеют возраст 13–9 тыс. лет (Cronin, 1981). В Новом Квебеке 7350 лет назад возник морской залив (Lauriol et al., 1979). На о-ве Большой Манан (провинция Нью-Брансуик, Канада) установлено, что за последние 16 тыс. лет уровень моря изменялся и превышал современный на 4 м (Legget, 1980).

Происходили трансгрессии внутренних морей и больших озер. На Аральском море существуют береговые террасы на высоте 46–48, 43–44, 40–41, 30–35 м. Они обусловлены только колебаниями уровня моря вследствие изменений климата и колебаний речного стока. Современное резкое падение уровня Аральского моря (на 6 м за 1960–1977 гг., в том числе на 2 м за три года) вызвано совпадением сухого климатического цикла с увеличенным расходом речной воды на орошение (Kes, 1979). Каспийские трансгрессии и регрессии не являются только климатическими, а отражают сочетания различных природных явлений (Али-Заде, 1981).

По расчетам В.В. Космынского, на периферии полярных областей средние температуры самого теплого месяца в периоды оледенений редко повышались до 0°, а в центральных районах они поддерживались на уровне –25...–30° (Ушаков, Ясаманов, 1984). В Западной Сибири среднегодовые температуры в холодные эпохи были ниже современных на 7–9° и смещение зон к югу от современного положения достигало 1000–1100 км (Волкова, 1979, 1980). Для самаровского и тазовского периодов оледенений Западной Сибири был реконструирован холодный, влажный климат со среднегодовыми температурами ниже современных на 9–10° (Волкова, Вотах, 1982). Эти данные согласуются с большим масштабом, по крайней мере самаровского оледенения.

Определение палеотемператур древних трансгрессий Чукотского и Берингова морей по Са-Mg отношениям привело к выводу, что только в среднем плейстоцене температура придонных вод была существенно понижена, а во все другие периоды она была близка к современной (Емелина и др., 1978).

Понижение температур в эпохи оледенений соответствует принципу актуализма и признается подавляющим большинством исследователей. Однако существует и иная точка зрения. По мнению Н.Б. Верховской (1986а), "на Чукотке рост ледников происходил в относительно теплые и влажные периоды, а деградация – в холодные и сухие" (с. 60). С самаровским периодом на Чукотке сопоставлена палинозона *Betula* sect. *Nanae-Alnaster* (Верховская, 1986а). СПС этой палинозоны включают редкую пыльцу древовидных берез, *Pinus* sect. *Cembra*. Автор отметила наличие современных аналогов этих СПС и сделала предположение, что в данный период были представлены тундростепные и криофитностепные сообщества. Это предположение основано на наличии в наше время подобных группировок в предгорьях хребта Золотой. Такой перенос современных особенностей растительного покрова на самаровский период и соответственное представление о климате (температура июля +10, +11°) нельзя считать правдоподобным и уже хотя бы потому, что современное оледенение на Чукотке практически отсутствует. Там же, где имеются небольшие эмбриональные или реликтовые ледники, температуры июля значительно ниже.

Большинство данных о температурах ледниковой эпохи касается позднего плейстоцена. 18 тыс. лет назад наступил минимум поступления на Землю солнечной энергии (Berger, 1978). В области Скандинавского щита температуры понизились на 10°, тогда как для Таймыро-Карского, Путоранского и других континентальных ледниковых покровов понижение на 20° температуры самого холодного месяца представляется минимальным (Асеев, Маккавеев, 1985). По расчетным данным, температура поверхности в Сибири 18 тыс. лет назад между 60–70° и 80–90° с.ш. была на 6° ниже современной, а в Тибете было на 8–24° холоднее, чем сейчас. Зональные различия в соотношении осадков были менее выражены, но общее количество осадков было меньше (Heath, 1979).

В интервале 20–18 тыс. лет назад основная часть Восточной Европы располагалась

между июльскими изотермами -10 и -15° . Температуры были ниже современных (для июля и января соответственно): в Восточной Европе на $5-7$ и $12-15^{\circ}\text{C}$; в Западной Сибири на $1-3$ и $1-3^{\circ}$; в Восточной Сибири на $5-6$ и $4-5^{\circ}$; на Дальнем Востоке — на $6-7$ и 10° . Количество осадков меньше по сравнению с современным: в Восточной Европе на $100-150$ мм; в Западной Сибири отличия незначительны; в Восточной Сибири на 100 мм; на Дальнем Востоке на $150-200$ мм. Таким образом, наибольшие климатические колебания испытывали периферийные области Евразии, располагавшиеся близ границы океан-суша (Суетова и др., 1979).

На Украине во время последнего оледенения (весь вюрм) существовало три типа перигляциального климата: умеренный, умеренно-континентальный, континентальный (Куница, 1978). По данным автора, летние температуры были сходны с современными для тундровой зоны Восточной Европы. В Западной Сибири установлено, что в сартанский период климат не оставался постоянным, но был сухим континентальным на всем протяжении. В его максимум ($22-16$ тыс. лет назад) среднегодовые температуры были ниже современных на $8-10^{\circ}$. В этом периоде было три фазы похолодания, разделенные потеплениями (Волкова, Вотах, 1982).

Подавляющее большинство исследователей считают, что трансгрессии происходили во время межледниковий, когда стайвание материковых льдов повышало уровень Мирового океана. Однако такая связь могла отсутствовать в результате тектонических движений. В Эемское время максимальный уровень моря в Нидерландах был на 8 м ниже современного (в разрезах он совпадает с зоной Carpinus). Затем он понижался, достигнув 40 м, и оставался ниже этого уровня до начала голоцена (Zagwijn, 1983). Отмечается также, что в межледниковья уровень моря был близок к современному, а во время оледенений наступали регрессии моря (Кинд, 1979, 1982).

Некоторые авторы считают, что поднятие уровня океана на 6 м во время сангамонского межледниковья (125 тыс. лет назад) было вызвано интенсивным таянием Западно-Антарктического ледового покрова после потепления климата, обусловившего значительное сокращение размеров ледового щита в прибрежной зоне (Thomas, Bentley, 1978; Эндриус, 1982).

В низких широтах соотношение межледниковий и трансгрессий было противоположным таковому в высоких широтах даже на озерах. Так, в Уссури-Ханкайской депрессии трансгрессиям озер соответствуют похолодания, регрессиям — климатические оптимумы (Короткий и др., 1980).

Примечательно, что межледниковья в Европе совпадают с увеличением магнитного наклонения (Bucha, 1977). По-видимому, это связано с потеплением климата. Но в некоторых регионах климат в периоды межледниковий оставался прохладным. Предполагается, что ледники в районе хребта Сунтар-Хаята не исчезали полностью ни в казанцевское, ни в каргинское время, а лишь значительно сокращались (Ананьев, 1982). На Чукотке пинакульская и крестовская трансгрессии совпадали с оледенением (Свиточ, 1979). Н.Б. Верховская (1986а) пишет, что "по имеющимся данным, в настоящее время с уверенностью можно говорить лишь о двух трансгрессиях на Чукотке, которые происходили в относительно теплые эпохи плейстоцена и совпадали с периодами роста ледников" (с. 68).

Исследование ледниково-морского осадконакопления в северо-западной части Тихого океана привело к выводу, что оледенения не совпадали по времени с трансгрессиями (Беспалый, Иванов, 1978). В конце позднего плейстоцена было похолодание, сопровождающееся регрессией моря и оледенением. Растительность соответствовала весьма холодному и сухому климату, близкому к современному климату о-ва Врангеля (Давидович, Иванов, 1976). На Восточной Чукотке последнее оледенение имело небольшие масштабы и было в основном карово-долинного характера. Морских отложений "теплого" (каргинского, поздневисконсинского) интервала первой половины позднего плейстоцена, т.е. к началу голоцена, как указывает В.Ф. Иванов (1986), не обнаружено. Береговая линия второй половины

Морские трансгрессии на побережье Аляски (по: Hopkins et al., 1965; Peve et al., 1968)

Трансгрессия	Местонахождение типового разреза	Положение береговой линии	Климат по сравнению с современным	Археологические и радио-метрические датировки	Сопоставления
Крузенштерская	Современные береговые валы у мыса Крузенштерна	До 2 м выше современного уровня моря для отложений возраста менее 6 тыс. лет	Такой же	Менее 6 тыс. лет у мыса Крузенштерна; до 10 тыс. лет для террас залива Аляска	Поздний виконсин и голоцен
Воронцовская	Бутлерские глины у мыса Воронцова, район Анкориджа (Miller, Dobrovolsky, 1959)	Вероятно, несколько метров ниже современного уровня моря	Вода такой же температуры Воздух холоднее	Более 33 тыс. лет, менее 48 тыс. лет (Karlstrom, 1960a, b)	Средневиконсинское межледниковье
Пелукская	"Вторая терраса" у Нома (Hopkins et al., 1960)	+7 ÷ 10 м	Вода теплее Воздух немного теплее	Примерно 100 тыс. лет (Blanchard, 1963)	Сангамонское межледниковье
Коцебу	Морские слои под иллинойской мореной на восточном берегу залива Коцебу (McCulloch et al., 1965)	+22 ÷ 36 м	Вода такой же температуры Воздух теплее	170 тыс. лет, 175 тыс. лет (Blanchard, 1963)	Доллинойское межледниковье
Без названия	Эйнахукто-Блафс, о-в Св. Павла (Мерклин и др., 1964)	Выше современного уровня моря	Вода такой же температуры Воздух - неизвестно	Менее 300±100 тыс. лет (G.B. Dalgryple, неопубликованные данные)	Среднеплейстоценовое межледниковье
Анвилская	"Третья и Промежуточная террасы" у Нома (Hopkins et al., 1960)	+22 ÷ 45 м	Вода гораздо теплее Воздух теплее	Данных нет	Раннеплейстоценовое межледниковье
Берингийская	"Подводная терраса" у Нома (Hopkins et al., 1960)	Выше современного уровня - моря, но, вероятно, ниже, чем в анвилскую трансгрессию	Вода гораздо теплее Воздух гораздо теплее	Примерно 2,2 млн лет на о-вах Прибылова (G.B. Dalgryple, неопубликованные данные)	Древнее первого плейстоценового материального оледенения

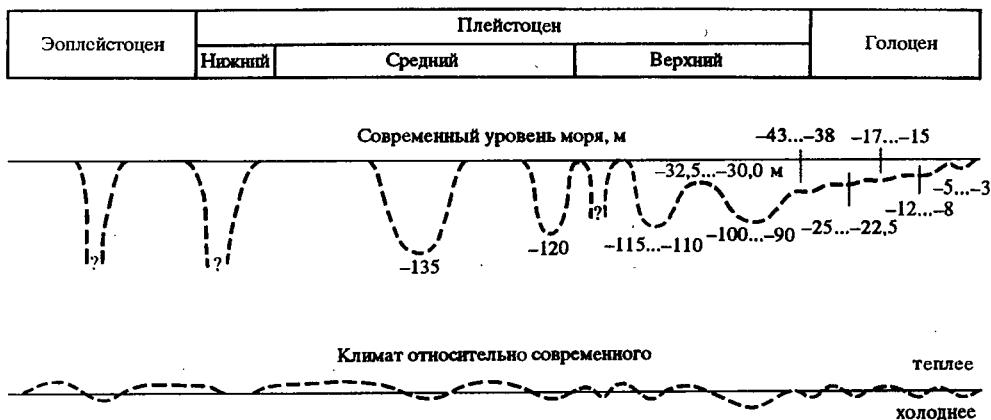
плейстоцена находилась на глубинах 28–32,5 м. Также более низкий уровень моря второй половины нижнего плейстоцена (около 3 тыс. лет назад) выявлен и на Аляске (Moore, 1964; Hopkins, 1973). Уровень моря в заливе Коцебу 175–170 тыс. лет назад был +22–36 м (табл. 5), а на заключительном этапе позднего плейстоцена (Greager, McManus, 1967; Colinvaux, 1967) составлял 39,5 м, возраст осадков – 14–12 тыс. лет назад. На шельфе Восточной Чукотки береговая линия располагалась на современных глубинах 38–43 м. У берегов же Восточной Чукотки к началу голоцена уровень моря не превышал изобаты 20 м (Иванов, 1986). Как результат новых исследований В.Ф. Иванов (1986) считает, что "изменения уровня моря (Берингова. — Ю.К., Н.Ж.-Ч.) и климата в четвертичное время свидетельствуют о синхронности регрессий эпохам похолодания, а трансгрессий – эпохам потепления (рис. 14). Мнение о совпадении на Восточной Чукотке оледенений и трансгрессий опровергается полученными нами многочисленными данными" (с. 129). Число же фаз межледниковой трансгрессии по результатам исследований этого автора в начале позднего плейстоцена составлял на Восточной Чукотке всего лишь два, и в межледниковье уровень Берингова моря был близок к современному. Независимо от В.Ф. Иванова существование двух трансгрессий на Чукотке установила, как уже было отмечено выше, Н.Б. Верховская (1986а).

На Аляске береговая линия, формирование которой относится к очередному похолоданию около 4000 лет назад (установлено В.Ф. Ивановым, 1986), затоплена и находится на глубине 10 м (Hopkins, 1973).

В целом результаты разных исследований палинологического анализа по отложениям, в частности Восточной Чукотки (Давидович, Иванов, 1976), Камчатки, северо-западного побережья Пенжинской губы и о-ва Карагинского (Скиба, Хорева, 1966; Стратиграфия..., 1968; Беспалый, Давидович, 1974; Скиба, 1975), отражают климатические условия второго позднеледникового межледниковья, очень схожие с современными, так же как и уровень моря в Пенжинской губе (Иванов, 1974, 1976). Распространившееся уже в конце позднего плейстоцена похолодание положило начало карово-долинному оледенению на Восточной Чукотке, а также на Камчатке и Аляске. Там оно регистрировалось отложениями морен Нэптаунского оледенения (Карлстром 1965).

На о-ве Банкс (Канадский Арктический архипелаг) установлено чередование оледенений и трансгрессий (Vincent, 1982). Исследование земского времени в Европе привело авторов (Dansgaard, Duplessy, 1981) к выводам, что для него характерно: 1) продолжительность более 10–15 тыс. лет; 2) более теплый климат, чем в голоцене; 3) более высокий уровень моря, чем ныне, на 5–10 м; 4) быстрое и резкое похолодание в конце межледниковья (120 тыс. лет назад), сопровождавшееся вторжением тундровой растительности, увеличением объема континентальных ледников (за 5–10 тыс. лет их объем стал почти вдвое больше, чем ныне) и понижением уровня моря на 70 м (а возможно, и на 90 м). В.И. Гудина (1976) считает, что в средневюрмское время (поздний плейстоцен) климатический оптимум в шельфовых морях Евразии характеризуется принципиальной схемой палеозоогеографического районирования, свойственной только межледниковым эпохам. Тот период по масштабам и дальности проникновения на восток теплых атлантических вод не имел себе равных за всю историю плейстоцена. Этот вывод однозначно решает вопрос отнесения среднего вюрма к межледниковью, а не к интерстадиалу, как считают (Сакс, 1948, 1953; Стрелков, 1965; Троицкий, 1966, 1967; и др.).

В конце эма на территории Франции существовали леса, напоминавшие современные леса Северной Скандинавии, расположенные на 15° к северу (Woillard, 1979). Тогда же, во время бореальной трансгрессии, в бассейне Северной Двины морские воды достигали отметок 110 м и в среднем течении Вычегды существовала перигляциальная зона с полярными и маревыми и островными березовыми лесами, в среднем течении Северной Двины росла ель (*Picea*) (Смирнова, 1981). На севере Европы во время трансгрессий накапливались в основном холодноводные глинистые



Р и с. 14. Изменение климата и колебания уровня моря в четвертичное время (по: Иванов, 1986)

осадки, и, лишь когда трансгрессия шла на убыль, климатические и гидробиологические условия улучшались и в мелеющих морских бассейнах отлагались тепловодные песчаные осадки (Евзеров, 1980). Это повторялось в миндель-риссе, рисс-вюрме и в голоцене. Однако в казанцевских отложениях (рисс-вюрм) Северо-Сибирской низменности велико содержание пылицы древесных (до 50%): сосны (*Pinus*), ели (*Picea*), (Исаева и др., 1980). В первой половине казанцевского времени на севере Средне-Сибирского плоскогорья росли сосны, древесные березы, ель, лиственница, а также пихта (Бардеева и др., 1980). Севернее, на востоке Северо-Сибирской низменности, в казанцевских СПС пыльца деревьев преобладает над пыльцой кустарников (Никольская, 1980). Полагают, что в казанцевское время в первую его половину среднегодовые температуры превышали современные на западе Сибири на 4–5° (Волкова, Вотах, 1982).

На Чукотке в начале формирования крестовских слоев средние температуры были +3,5°, а в максимум трансгрессии (в ледниково-морских отложениях) они опускались до +2,3° и даже до –0,4°С (Свиточ, Емелина, 1980). Позднеплейстоценовая (каргинская) трансгрессия на севере Чукотки достигала отметок 10–20 м (Полякова, 1981), причем вода не была теплее современной. Морская трансгрессия, синхронная каргинской в Сибири, отмечена на о-ве Ньюфаундленд. Она происходила при потеплении климата, когда на острове существовали бореальные леса (Brookes et al., 1982).

Согласно Т.Д. Боярской (1980), еще в конце плиоцена на территории современной Чукотки стали формироваться открытые ландшафты. В раннем плейстоцене начинает доминировать тундра. С этого времени развитие растительности континентальных и приморских районов Чукотки протекало неоднородно. Считают, что в раннем плейстоцене Чукотка соединялась с Аляской перешейком через о-в Св. Лаврентия (Баранова, Бискэ, 1964; Sainsbury, 1967). Очевидно, этой связью можно объяснить межконтинентальную миграцию болотных леммингов (*Synaptomys*) (Новейшие отложения..., 1980). Через Берингию мигрировали также животные лесных и открытых пространств (Repenning, 1967). В Беринговом море выделена древнейшая антропогеновая свита – ольховская (конец плиоцена–эоплейстоцен). Она формировалась в ходе трансгрессии моря в условиях расчлененного горного рельефа и долинно-карового оледенения. Дислоцированность этой свиты и ее корреляция с Аляской показали, что в раннем плейстоцене на южном берегу Берингова моря происходили интенсивные складчатые движения (Былинская и др., 1982). По другим данным, основанным на изучении изменений СПС (Верховская, 1986а), в раннем плейстоцене на Чукотке климат был близок к океаническому (с мягкой и снежной зимой, прохладным и влажным летом), но тем не менее имела место значительная

регрессия моря. В этих условиях сформировалась палинозона тсуга (*Tsuga*)–пихта (*Abies*), в которой Н.Б. Верховская отмечает устойчивое присутствие лиственницы (*Larix*) и доминирование кустарников – березки (*Betula*) и ольховника (*Alnus*). Тсуга и пихта, а также *Picea* sect. *Eupicea*, *P. sect. Omorica*, *Pinus* subg. *Diploxylon*, *Myrica*, *Alnus*, *Corylus*, *Eleagnus*, *Diervilla*, *Lonicera*, *Viburnum* отмечены как редкие компоненты. К их числу относятся и *Osmunda*. В СПС из низов раннеплейстоценовой морены в бассейне р. Урак (Северо-Западное Приохотье) содержится много пыльцы сосны (*Pinus*), ели (*Picea*), пихты (*Abies*), тсуги (*Tsuga*), вяза (*Ulmus*), березы (*Betula*), ольхи (*Alnus*), жимолости (*Lonicera*) и др., мало кустарниковых берез и ольхи, имеется пыльца эфедры (Смирнова, Ананьева, 1983). Н.Б. Верховская считает, что состав флоры свидетельствует о существовании вертикальной поясности. Вблизи ледника развивались тундры с лугово-степными сообществами, в долинах – сосново-лиственничные и березовые леса с редкой тсугой, елью и широколиственными. Климат во время раннеплейстоценовых похолоданий был мягким и относительно теплым по сравнению с более поздними эпохами похолоданий.

Таким образом, на севере Азии повсеместно отмечается в раннем плейстоцене похолодание, но вместе с тем имеются многочисленные данные о том, что это похолодание было теплее холодных этапов позднего плейстоцена (Попова, 1968, 1970; Каревская, 1973). Одни авторы считают, что многолетняя мерзлота возникла в начале четвертичного периода (Шер, 1971; Катасонов, 1985). По мнению других, вечная мерзлота образовалась позднее, в среднем плейстоцене, в период самаровского оледенения (Равский, 1972).

В раннем плейстоцене Охотии (юго-западнее г. Охотска) по пыльце установлены *Larix gmelinii*, *Pinus pumila*, *Alnaster*, *Betula* ex sect. *Costatae* и *Albae* (Смирнова, 1982). Кроме того, автор считает, что СПС свидетельствует о существовании гольцов (*Salvelinus*). Судя по отсутствию таких видов, как тсуга и вяз, эти спектры относятся ко второй половине раннего плейстоцена.

На Чукотке тогда же во время пинакульской трансгрессии морем были залиты все прибрежные низменности (Новейшие отложения..., 1980), хотя, вопреки данным (Свиточ, 1976) по палеомагнитному анализу, новый возраст образований пинакульской свиты установлен как эоплейстоценовый (Иванов, 1986) (см. табл. 3). И в отложениях этой свиты палинологический анализ показал экологическую несовместимость выделенных спор и пыльцы, из которых первая (*Anemia*, *Lygodium*) относится к мел-палеоценовому возрасту.

Более многочисленна вторая группа, содержащая *Pinaceae*, *Picea*, *Pinus* sec. *Cembrae*, *Betula*, *Myrica*, а также некоторых представителей широколиственной флоры: *Ulmus*, *Celtis*, *Fagus*, *Morus*, *Yuglans*, *Pterocaria*, *Diervilla*. Третья группа представлена *Alnus*, *Salix* и березами секций *Nanae* и *Fruticosae*. Затем следует пыльца трав и кустарников.

"Таким образом, палинологические материалы из нижнепинакульских отложений свидетельствуют о том, что климатические условия во время их аккумуляции не были более суровыми, чем в настоящее время. Растительная ассоциация на побережьях заливов Креста и Св. Лаврентия, по-видимому, ненамного отличались от современных, но при удалении от береговой линии, возможно, существовали небольшие заросли ольховника, березняков и кедрового стланика", – пишет В.Ф. Иванов (1986. С. 48).

Осадки верхнепинакульской свиты залегают на нижнепинакульских слоях. В отложениях, по данным палинологического анализа, встречены единичные зерна *Tsuga*, *Picea*, а из моллюсков *Globulina glacialis*, *Cassandra Teretis* и др. Это также подтверждает эоплейстоценовый возраст, что, в свою очередь, свидетельствует о близости береговой линии Восточной Чукотки к современной. В дальнейшем уже, судя по литологическому составу верхней части пинакульских отложений, как считает В.Ф. Иванов, в то время шло обмеление бассейна.

По представлениям А.С. Пуминова и др. (1972, 1973), в конце раннего плейстоцена на севере Западной Чукотки возросла роль древесных пород. Авторы связывают это

с усилением континентальности климата по мере отступления Вешкапского моря (по-видимому, то же самое, что и пинакульская трансгрессия). Лесотундровая растительность существовала и в бассейне Канчалана (Петров, 1965; Petrov, 1967).

Таким образом, климат раннего плейстоцена был теплее современного. К этому выводу пришли Ю.П. Баранова и С.Ф. Бискэ (1964), И.А. Каревская (1973), А.В. Ложкин (1973) и др. Вместе с тем пинакульскую трансгрессию сопоставляют с минделем (Гудина, 1981). О.М. Петров (1965, 1966; Petrov, 1967) также считал, что эта трансгрессия происходила в условиях оледенения. Он отмечал отсутствие данных, свидетельствующих об осушении шельфов в раннем и среднем плейстоцене (Петров, 1973), т.е. Берингов пролив, по его мнению, существовал непрерывно, что подтверждается и другими исследователями (Хорева, 1970, 1973). К пинакульской трансгрессии, по О.М. Петрову, относятся на Чукотке отложения, поднятые теперь на высоту более 100 м. Бореально-арктические комплексы моллюсков конца раннего плейстоцена характеризуют морские и ледниково-морские отложения террас с высотами 80–120 м (Былинская и др., 1982).

Данные по пыльце (Petrov, 1967) свидетельствуют о том, что пинакульская трансгрессия происходила в разных условиях: в нижней части ее слоев выявлены тундровые СПС, а в верхней доминирует пыльца *Betula*, *Alnus*, *Pinus pumila*. Позднее в них найдена пыльца *Pinus sect. Cembra*, *Picea*. На Валькарайской низменности выделена энмакайская свита с арктическими и арктобореальными моллюсками. Ее СПС характерна для разреженных лиственничных лесов, сообществ гипоарктических кустарников: ивы, кустарниковой березы, ольховника, кедрового стланика. Небольшие площади занимали березовые и елово-березовые леса, возможно с небольшим участием лещины (южная подзона гипоарктической тайги). По сравнению с современными СПС в энмакайских больше пыльцы кедрового стланика, древовидной березы, ели и лиственницы, меньше ксерофитов. Видимо, эти СПС формировались до наступления резко континентального и сурового климата среднего плейстоцена, но сравнение с плиоценовыми СПС рыбеевских галечников позволяет считать энмакайскую свиту более молодой, плейстоценовой (Тер-Григорян, 1979).

Представления О.М. Петрова находятся в противоречии с представлениями "сухопутных" палеонтологов, согласно которым в раннем плейстоцене происходили миграции животных через Берингию (Repenning, 1967; Vangengeim, 1967; Шер, 1971; и др.).

По-видимому, в раннем плейстоцене происходили периодически осушение и заливание шельфов. В частности, с минделем, скорее всего, связано их осушение, так как огромная масса воды ушла из океанов на материковые льды. Возможно, также, что неувязки происходят из-за неточностей стратиграфических определений, и в этом отношении наиболее справедливо мнение Б. Шульца (1973), согласно которому, как было уже отмечено ранее, точное время миграций животных в Северную Америку в пределах плейстоцена неизвестно.

Во второй половине раннего плейстоцена клайтония Васильева (*Claytonia vassiljevii*) максимально распространялась на юг, а современные ее местонахождения принимаются за реликтовые (Гричук, 1981). Судя по современной экологии этого вида, в то время наряду с похолоданием значительно увеличилась влажность, что увязывается с трансгрессией.

В Яно-Индигирской низменности во второй половине раннего плейстоцена кустарниковая береза (*Betula*) и ольха (*Alnus*) распространились на юг. В среднем плейстоцене развивалось разреженное мелколесье, а на севере – тундра (Рыбакова, Пирумова, 1980). Авторы отмечают, что в конце среднего плейстоцена похолодание резко усилилось и тундра распространилась на юг низменности. Согласно их данным, никаких тундростепей на севере Северо-Востока Азии не было. По другим представлениям, на севере Якутии перигляциальная зона сформировалась в плиоцене, а в центральных районах – в конце раннего плейстоцена (Алексеев, 1982). Появление на северо-востоке (бассейн р. Берелёх) горно-степных формаций датировано по косвен-

ным признакам второй половиной раннего плейстоцена. В то же время устанавливается много видов современных горных тундр и каменистых склонов наряду с субальпийскими видами. Господствовали березовые леса с небольшим участием хвойных и широколиственных пород (Гричук, 1978).

Похолодания, связанные с формированием мощных ледников, таким образом, отмечены почти во всей Евразии. Поэтому вполне закономерно представление о том, что в раннем плейстоцене Сибири (0,8–0,4 млн лет назад) всю флору уже составляли ныне живущие виды с северными и полярными ареалами. Южная граница лесотундры была смещена на 7–8° к югу, а границы видов с полярно-арктическими ареалами смещались на юг до 56° с.ш. (Волкова, 1982).

В раннем плейстоцене в Гималаях возник альпийский пояс, который заселяли центральноазиатские (китайские и евросибирские) мигранты (Vishnu-Mittre, 1984). В Китае еще в раннем плейстоцене субтропические роды *Podocarpus*, *Cedrus*, *Tsuga*, *Pseudolarix* и др. встречались в Шаньси, но в среднем плейстоцене они там исчезли навсегда. Леса из *Picea wilsonii* опускались с гор на холмы, т.е. на 490 м над ур. моря. Сейчас эти леса распространены на высоте 1600–2000 м (Ху, 1984). Полагают (Wang, 1984), что в плейстоцене на обширных пространствах Китая существовали ледниковые условия. Было четыре периода оледенения: Пойянг, Дагу, Луман и Дали. Гимноспермы продвинулись к югу, так как температуры были на 7–10° ниже, чем в неогене. В межледниковья климат становился теплее и южные элементы флор продвигались на север (*Ebenaceae*, *Verbenaceae* и др.), смешиваясь с северными элементами. В этой обстановке возник человек и начал свое развитие. Климат постепенно холодал и становился суше, чем в неогене. Ксероморфная растительность на юго-западе и севере Китая расширилась.

Похолодание в раннем плейстоцене имело глобальный характер, но его периодичность изучена пока недостаточно. Представление об оледенении в раннем плейстоцене Северной Америки недавно изменилось. Вместо двух морен теперь известно семь (Архипов и др., 1984), что, однако, не означает такое же число оледенений. На о-ве Ванкувер в раннем плейстоцене гидросеть врезалась в ледниковые образования до отметок +40 м (Howes, 1981). Следовательно, оледенение происходило в раннем плейстоцене или позднем плиоцене.

В штатах Айова и Миннесота небраскская морена выделена стратиграфически, т.е. как залегающая под канзасской мореной, отделенной афтонским ярусом галечников и почв (Райт, Руэ, 1968; Фрай и др., 1968; Рид и др., 1968). Обе эти морены литологически не различаются. Они образованы глинами и суглинками с большим количеством эрратических валунов. Канзасское оледенение было максимальным в центре США (Рид и др., 1968). Оно соответствует минделю Европы. В Небраске канзасские отложения формировались на предледниковой равнине за счет перемыыва карбонатизированной морены и эолового переноса. Эти отложения содержат линзы с фауной моллюсков (Wayne, 1981). Согласно автору, в канзасе в ландшафте преобладала травянистая растительность, но отдельные участки были покрыты кустарником и лесом, в котором присутствовала и ель (*Picea*).

ХАРАКТЕРИСТИКА ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ ПЛЕЙСТОЦЕНА ПО ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Палеонтологические свидетельства о среде обитания неоднозначны. Инситу находки остатков животных или птиц, жестко связанных с деревьями (например, белки (*Sciurus*) или дятла (*Picus*)) четко говорят о лесной растительности. Однако находки костей исчезнувших к настоящему времени животных сами по себе являются очень слабым основанием для суждения о среде их обитания. Между тем на существование тундростепей, степей или граслендов типа степей может указывать состав ископаемых фаун (Шер, 1971, 1976; Шер, 1986; Kowalski, 1980; Harington, 1980; и др.). Однако фауна определяет растительность.

На основе анализа морфоэкологических черт индикаторных видов мамонтовой (позднеплейстоценовой) териофауны Арктической зоны Евразии Н.К. Верещагин и Г.Ф. Барышников (1980а) приходят к выводу, что мамонты, лошади, волосатые носороги, бизоны, сайга, пещерные львы и другие животные обитали в условиях очень холодного и сухого климата, на твердых мерзлых грунтах, в степных и тундростепных ландшафтах и биотопах. Разрушение мамонтового комплекса произошло в результате потеплений в середине валдайской эпохи (вюрм Европы, винконсин Северной Америки) и в конце ее, когда степи и тундростепи замещались тайгой и тундрой. Звери, пережившие экологическую катастрофу в конце плейстоцена, — северные олени (*Rangifer tarandus*), песцы (*Alopex*), сурки (*Marmota*), суслики (*Citellus*), лемминги (*Lemmus*) — адаптировались к суровым условиям современной тундры, мобилизовав все свои миграционные и физиологические способности. Данное представление плохо увязывается с рисс-вюрмским межледниковьем, в течение которого предки позднеплейстоценовых животных должны были приспособляться к жизни в лесах. Оно не увязывается, наконец, с данными по содержанию желудочно-кишечных трактов, в которых обычно обнаруживаются представители древесных, следовательно, климат был, по крайней мере, аналогичен субарктическому. Отмечая, что тундрово-степная фауна Северной Азии неизвестна ранее позднего кайнозоя, Шер, (Sher, 1986), однако, считает, что это она существовала и примерно 1 млн лет назад, и в рисское время (с. 188). Правда, доводов, что фауна была именно тундрово-степной, автор не привел.

Плейстоценовый комплекс животных сформировался на основе плиоценового, который в значительной мере был лесным. К югу от р. Алдан на рубеже плиоцена и плейстоцена существовала мелколиственно-хвойная тайга с лесным слоном, санменской лошадью (*Eguus sanmeniensis*), широколобым лосем (*Praealces latifrons*), бизоном Шетензака (*Bison schoetensacki*), трогонтерием Кювьери (*Trogontherium cuvieri*) и др. По палеомагнитным данным, свита формировалась 1,8–0,8 млн лет назад (Камалетдинов, 1982). Как уже говорилось, многие ландшафты глубинных районов Азии в позднем плиоцене–раннем плейстоцене были засушливыми и, скорее всего, имели саванновидный облик. Возможно, что такие ландшафты были и в Европе, поскольку в нижнем плейстоцене южная граница перигляциальной зоны проходила в низовьях Дона, Днепра, Волги (Васильев, 1980).

В Туастахской впадине, в разрезе 70-метровой террасы р. Адыча, во время образования олёрской толщи реконструируется преобладание травяных группировок с участием степных сообществ и с островными листовенными лесами. Лежащая выше улахан-суларская свита по фауне млекопитающих относится к среднему и, возможно, частично к верхнему плейстоцену. На протяжении большей части эпохи накопления свиты господствовали открытые ландшафты с преобладанием травяных группировок лугового, степного, возможно, тундрового типа с двумя фазами возрастания облесенности территории (Каплина и др., 1983). По другой оценке, эта свита развивалась в интервале 1,4–1,2–0,7 млн лет назад, в эпоху Матуяма (Sher, 1986). В районе Верхоянска в составе фауны обнаружены продвинутой эволюционно формы, и Шер склонен расценивать данный факт как результат переотложений, поскольку тут же найдены более архаические, чем олёрские, формы. Если же на все это смотреть с тех позиций, что эволюция животных в основном происходила не в Берингиде, а южнее, то наличие слоев с остатками животных разной эволюционной продвинутой кажется совершенно естественным и версии о переотложениях не требуется. С этим согласуется и отсутствие отложений с фауной в Берингиде раннего плейстоцена, вплоть до рисского времени (Sher, 1986), что и неудивительно, поскольку Берингида в это время была затоплена.

Данные о существовании олёрской фауны не в Берингиде, а в Якутии как будто являются доказательством значительного похолодания климата на Северо-Востоке Азии еще в позднем плиоцене. С этим согласуется представление о том, что на севере Западной Сибири тундра и тайга сформировались 1,8 млн лет назад (Архипов, 1981).

Тем не менее четкой оценки степени похолодания на севере Азии до сих пор пока не получено. В стратотипе олёрской свиты на р. Чукочьей преобладает пыльца недревесных растений. В некоторых образцах обильна пыльца маревых (до 20%) и полыней (до 10%), весьма характерно присутствие пыльцы *Eurotia ceratoides* (Гитерман, 1973а,в). Наряду с пыльцой степных автор указывает и пыльцу арктических, арктоальпийских и бореальных растений, полагая, что комплексность в растительном покрове Нижней Колымы во время формирования олерских слоев превосходила современную. Нами было отмечено, что это – ошибочная точка зрения (Кожевников, 1979а,б,г, 1982).

В Нидерландах обнаружены в совместном залегании кости животных холодных и теплых условий среды. Сосуществование этих двух групп объясняется тем, что формирование осадков происходило во время сдвига биотипа как реакции на быстрое изменение климата. Возможно, он соответствует переходной эпохе от гольштейна к заале (Kolfshotten, 1981). Развитие похолоданий, особенно среднеледниковое, обусловило формирование холодостойкого комплекса животных, который в основном сформировался в более южных, чем Северная Азия, районах, не считая даже Берингиды. В верховьях Енисея все четыре террасы, от 10 до 35 м высоты, содержат териофауну позднего типа верхнепалеолитического комплекса (Лаухин, 1982). В более северные районы эта фауна распространялась в основном позднее, что, по всей видимости, связано с ограниченным оледенением в позднем плейстоцене по сравнению со средним. Еще В.Н. Сакс (1947) отметил, что именно после зырянского оледенения, т.е. относящегося к верхнему плейстоцену, по всей Северной Сибири распространилась фауна мамонтового комплекса, включавшая, кроме мамонта (*Mammuthus*), шерстистого носорога (*Coelodonta antiquitatis*), овцебыка (*Ovibos moschatus*), лошадь (*Equus*), бизона (*Bison*), пещерного льва (*Panthera spelaea*). На Таймыре, в бассейне Большой Лесной Рассохи возраст мамонта определен в 53 170 лет. Тогда там были распространены группировки полярно-пустынного типа: злаково-разнотравные и осоково-злаковые (по берегам рек и озер) (Украинцева и др., 1981).

Почти все находки трупов крупных животных датированы каргинским межледниковьем. Хотя таких находок в целом мало, а временной интервал во много раз превосходит продолжительность жизни отдельных особей, создается впечатление об особо неблагоприятных условиях существования в тот период животных мамонтового комплекса. В действительности же этот феномен не доказывает таких условий, а только свидетельствует о лучшем захоронении трупов в связи с протаиванием мерзлоты и их надежной консервации после включения в мерзлотный слой грунта.

Многие исследователи, характеризуя фауну мамонтового комплекса при оценке природной среды обитания животных, регистрируют у них наличие мощного волосяного покрова. Однако, как указывает М.А. Мензбир (1934), волосяной покров мамонта не мог служить доказательством суровости тогдашнего климата ледникового. В эпоху второго ледникового в европейской части бывшего СССР льды спустились до 48,5° с.ш. Именно в то время, по мнению М.А. Мензбира, свободный обмен животными между Западной Сибирью и европейской частью бывшего СССР уменьшается до минимума. При наступлении межледникового мамонт, заняв большую часть Европы, двигался в северо-восточном направлении, где впоследствии остался только в Сибири, а затем постепенно вымер и там. Н.К. Верещагин (1979), однако, писал, что середина вюрма была критическим периодом для животных мамонтового комплекса, приспособленных к степным фитоценозам в условиях криоаридного климата. Уже период 45–40 тыс. лет назад оказался неблагоприятным для мамонтов вследствие первого внутривюрмского потепления в Северном полушарии (Шило и др., 1983). Тем не менее даже в Польше в период средней выслы мамонты обитали (Kubiak, 1980).

Примечательно, что в Европе не найдено ни одного целого трупа мамонта, тогда как на севере Азии их обнаружено несколько. Все трупы относятся к периодам потепления, что связано с необходимыми условиями для консервации трупов.

По мнению С.Ф. Бискэ (1978), березовский мамонт погиб в каргинское время, но труп был перемещен в более древние аллювиальные отложения. Мылахчинский бизон погиб $29,50 \pm 1$ тыс. лет назад (Украинцева и др., 1976; Ukrainitseva, 1993).

Во времена обитания бизона, 10–0,9 тыс. лет назад, в районе современного Якутска господствовали среднетаежные лиственничные леса. Открытых пространств, занятых травяной растительностью, было сравнительно немного, а климат по температурному режиму, видимо, был такой же, как сейчас, в Центральной Якутии, но отличался большей влажностью (Филина, Филин, 1980а,б). СПС из образцов породы, вмещающей остатки бизона на р. Крестовке (бассейн Колымы), и из полости его черепа, скорее всего, свидетельствуют о широком распространении в то время тундрово-степных, лугово-степных и степных сообществ и открытых растительных группировок с господством маревых, крестоцветных и сложноцветных (к югу располагалась лиственничная лесотундра) (Коробков, Филин, 1982). Шандринскому мамонту в низовьях Индигирки "пастбищами служили заболоченные участки, которые, вероятно, чередовались с лесами и редколесьями из даурской лиственницы (*Larix dahurica*). Хвоя, кора, остатки семенной чешуи и пыльца лиственницы найдены в его желудке" (Арсланов и др., 1980. С. 209).

В желудке селериканской лошади в верховьях Индигирки Т.В. Егорова обнаружила много плодов *Kobresia capilliformis* (Шило и др., 1983), что является свидетельством связи с более южными высокогорьями.

В Америке большую роль сыграли миграции травоядных животных: бизонов (*Bison*) и мамонтов (*Mammuthus*) из Азии, что отразилось на сокращении численности лошадей, верблюдов и некоторых других американских жвачных. Климатические колебания обуславливали также миграции животных в пределах Северной Америки, что также послужило причиной исчезновения определенных животных в ряде районов. Истребление животных человеком не было главной причиной их вымирания (Schultz, Hilleud, 1978). Подсчитано, что 75% из 62 видов млекопитающих в Северной Америке имеют евразийское происхождение. Они могли проникать в Америку во время существования сухопутного Берингийского моста в максимумы ледниковый (Harington, 1980). Обломки бивней и зубы мамонтов были обнаружены на аляскинском шельфе (Dixon, 1983). "Растительность времени обитания мамонта на северо-западе Аляски представляла собой кустарниковую тундру с участками, занятыми верескоцветными и пушицей (осоки) и сфагновыми болотами" (Гитерман, 1985. С. 72).

В Южной Дакоте бедренные кости мамонтов найдены в карстовой воронке (Laury, 1980). Скорее всего, они были занесены сюда. Если бы мамонт погиб прямо в воронке, то там оказался бы весь набор костей скелета или, по крайней мере, большая их часть.

Проникнув в Северную Америку в доиллинойское время, бизон образовал там непрерывную филогенетическую линию, периодически воспринимая поток генов от позднейших евразийских иммигрантов. В процессе развития сократились размеры животного (Hilleud, 1980). Согласно Р.Д. Гатри (Guthrie, 1980), *Bison priscus* доминировал в голарктической области в течение второй половины плейстоцена. Его иногда использовали в пищу в Евразии и Берингии, но он никогда не был основной охотничьей добычей. Резкое увеличение численности бизона произошло в Северной Америке примерно 11 тыс. лет назад. Это объясняется распространением в центральной части травяных степей с изменениями структуры питания (более равномерное распределение пищи по сезонам) и социального поведения, морфологией, а также вымиранием конкурентных видов (лошадей, верблюдов, мамонтов). Рост популяции бизонов вызвал увеличение палеоиндейского населения.

По-видимому, высокая численность бизонов в позднем плейстоцене позволила ему сохраниться и позднее, хотя он и претерпел изменения – за последние 11 тыс. лет стал просто мельче (Frison, 1980). Известно, что к концу плейстоцена мамонты также измельчали. Полагают, что в Северной Америке карликовые размеры мамонтов

были обусловлены отсутствием хищников и приспособленностью к ограниченным пастбищам (Johnson, 1978).

Палеоботанические доказательства существования типичной тундры южнее континентального ледника в плейстоцене Северной Америки редки. Здесь рядом с ледником простирались лесные ландшафты. Особенно это проявилось на Среднем Западе, где по низким возвышенностям ледник дальше всего продвигался на юг. Отсутствие тундры изолировало на юге две популяции копытных леммингов: *Dicrostonyx hudsonius* в Аппалачах и *Dicrostonyx torquatus* на западе (Martin et al., 1979). По одним данным, мастодонты в Северной Америке жили в лесах южнее ледового покрова и вымерли в конце плейстоцена (Hansen, 1984). По другой версии, в Северных Андах с поднятием верхней границы лесов во время последнего оледенения сократились пастбища, что и явилось причиной вымирания мастодонтов наряду с уничтожением их древним человеком (Hammen, 1981).

Пульсация климата, подтверждаемая пульсацией края ледового щита, по-видимому, сопровождалась чередованием лесных и безлесных пространств, обуславливая изоляцию популяций. По палеоостаткам установлено, что в результате это приводило к быстрой эволюции животных. Среди бизонов в Северной Америке периодически в изолятах возникали aberrantные формы. В позднем плейстоцене-голоцене развивались две "хроноклины": северная *B. crassicornis*-*B. occidentalis*-*B. athabascæ* и южная *B. latifrons*-*alleni*-*cheneyi*-*antiquus taylori*-*B. bison*. *bison* (Hillerud, 1980). На о-вах Северного пролива (Калифорния) в большом количестве встречаются остатки карликового мамонта (*Mammuthus exilis*), но наличие сухопутной связи островов с материком в четвертичное время не подтверждается геологическими данными. Наблюдения над современными слонами показали, что они прекрасные пловцы и могут преодолевать значительные водные преграды. Обладая хорошим зрением и обонянием, мамонты могли переплывать пролив в поисках пищи на островах во время засух и недостатка пищи, обусловленного пожарами на материке (Johnson, 1978).

Исходя из этой точки зрения, надо полагать, что мамонты (но уже другие) приплыли и на о-в Санта-Крус, поскольку он также не соединился с материком (Gushing et al., 1984). Приведенное объяснение можно было бы распространить на мамонтов с Хоккайдо (Kamei, 1981), так как наличие сухопутной связи острова с материком геологически не доказано (подробнее на этом остановимся далее). Тем не менее оно вряд ли состоятельно, поскольку, помимо мамонтов, в Японии оказались такие арктоальпийские виды растений, семена которых не переносятся ветром. Предполагается, что мамонт проник в Японию с Сахалина, видимо, в первой половине вюрма и в конце плейстоцена вымер (Dubrovo, 1981). Южная граница распространения мамонта в Северном полушарии проходит примерно на 39-40° с.ш. В Китае мамонт достигал 35° с.ш. Он был главным представителем фауны на северо-востоке Китая в позднем плейстоцене (Лю, Ли, 1982).

Як (*Bos*) в плейстоцене был обитателем Южной, Центральной, Восточной Азии и добрался до Аляски. В голоцене его ареал начал резко сокращаться, что объясняется увеличением влажности и широким распространением лесов. Як, населявший аридные, холодные, безлесные нагорья, к настоящему времени сохранился только в Тибете (Flerov, 1980).

В Западной Европе мамонтовый комплекс животных (мамонт, овцебык, шерстистый носорог, северный олень, песец и др.) в вюрме был широко представлен (Vörös, 1981; Siegfried, 1982; и др.). В Белоруссии во время оледенения также совместно обитали автохтонные виды и представители леса, тундры и степи (Калиновский, 1981), хотя в целом, по мнению автора, там формировалась лесная антропогеновая фауна. Во время позднего (холодного) вюрма снежная сова (*Nyctea scandiaca*) добралась до Италии (Tonon, 1977). В самом конце вюрма Пиренеев достиг овцебык (Estevez, 1978, 1979).

На Северной Земле кости мамонта из четырех местонахождений датированы по

¹⁴C: 11 500±60, 19 640±330; 19 270±130, 19 970±110; 24 910±200 и 24 960±210 лет (Макеев и др., 1979). Авторы считают, что ледовый покров на Северной Земле в конце каргинского–начале сартанского времени (26–19 тыс. лет назад) не превосходил современного. Полностью архипелаг перекрывался льдом только в позднесартанское время (19–12 тыс. лет назад). Мамонты, по-видимому, совершали сезонные миграции (Шило и др., 1983). Во время отступления материковых льдов они, вероятно, следовали сразу за отступающей кромкой. Их кормовой базой на этом пути были гигрофильные варианты растительности.

Для растительной массы из кишечника мамонта, найденного на п-ове Гыдан, получена радиоуглеродная датировка. Согласно датировке, Юрибейский мамонт является относительно самым молодым из датированных радиоуглеродным методом на азиатской территории бывшего СССР. Полученная датировка свидетельствует, что мамонты на арктическом побережье Сибири обитали по крайней мере вплоть до начала голоцена (Арсланов и др., 1982). Труп этого мамонта залегал *in situ* в основании аллювия I надпойменной террасы р. Юрибей. Захоронение произошло в конце лета–начале осени в промоине на мелководном участке русла. Палеогеографические условия времени гибели мамонта очень близки к современным, но климат был более континентальным (Евсеев и др., 1982).

По результатам палинологического изучения содержимого желудочно-кишечного тракта юрибейского мамонта и отложений, его вмещающих, в истории развития природной среды района установлены два этапа: первый соответствует раннеголоценовому похолоданию; второй – пребореальному периоду голоцена. На втором этапе в районе получают распространение луговые ассоциации, кустарниково-моховые луга террас и приозерных понижений, которые были пастбищами для мамонтов и других представителей мамонтового фаунистического комплекса (Украинцева, 1982). Однако флора семян, обнаруженная в кишечнике юрибейского мамонта, содержит остатки лиственницы и смородины и свидетельствует о более северном относительно современных границ пределе распространения древесной и кустарниковой растительности во время гибели мамонта (Станищева, 1982; Горлова, 1982).

В Северной Европе в то время уже происходила трансгрессия. Почти полный скелет белого медведя (*Ursus maritimus*) был найден в морских отложениях раннего дриаса в Юго-Западной Норвегии. Он датирован в 10 600±80 лет (Blystad et al., 1983). Нижняя челюсть белого медведя возрастом 11 100±160 лет найдена на севере Ютландии (Aaris-Sørensen, Petersen, 1984). Авторы указали, что в верхневислинских отложениях Дании были найдены также остатки различных млекопитающих, в том числе бурого медведя (*Ursus arctos*), волка (*Canis lupus*), россомахи (*Gulo*), выхухоли (*Desmana*), зайца (*Lepus*), биверногого (*Megaloceros*) и северного оленей (*Rangifer tarandus*), лося (*Alces*), бизона (*Bison*), что свидетельствует о близости тундры, тайги, степи и смешанных бореальных лесов к району местообитания белого медведя.

К югу от Лаврентийского ледового щита (Северная Америка) во время его таяния трансгрессия началась раньше. В штате Мэн (США) в морских глинах найдены кости тюленя (*Phoca*) возрастом 12 280±100 лет. Микрофауна из этих отложений свидетельствует об обстановке, близкой к современной в районе Южного Лабрадора (Ray, Spiess, 1981).

Как уже было сказано, по мнению многих авторов, период среднего плейстоцена начинался межледниковьем, в разных регионах именуемым по-разному, как и периоды оледенений, которые он разделяет. В Восточной Европе его называют лихвинским. Лихвинские формы средней полосы Восточно-Европейской равнины характерны для смешанных хвойно-широколиственных лесов, где доминировали темнохвойные, а в оптимум к ним добавлялись граб (*Carpinus*), клен (*Acer*), дуб (*Quercus*), липа (*Tilia*), лещина (*Corylus*), виноград (*Vitis*), тис (*Taxus*). Климат был теплее современного, а флора более мезофильная, чем перигляциальные флоры (Величkevич, 1979).

В Башкирском Предуралье, за пределами распространения льдов, но в перигляциальной зоне в лихвинских озерных суглинках преобладает пыльца травянистых растений, особенно *Chenopodiaceae*, в том числе *Eurotia ceratoides*, *Kochia laniflora*; меньше пыльцы полыней и разнотравья. Пыльца древесных видов составляет 10–20%; преобладает ель, но имеется также пыльца широколиственных пород, чаще *Corylus* (Немкова, 1978). Автор интерпретирует свои спектры как лесостепные начала межледниковья миндель–рисс. По другим представлениям (Зеликсон, 1980), лихвинские флоры лесных и степных межледниковых флор до сих пор надежно не установлены. Пыльцевые диаграммы разных межледниковий весьма сходны, но сходство их считается конвергентным. Оно способно привести к ошибочным стратиграфическим выводам (Салов, 1981).

Возраст тобольской свиты в Сибири – первая половина среднего плейстоцена (миндель–рисс). В Павлодарском Прииртышье установлено, что климатические условия в этом межледниковье менялись от влажных и теплых в начале к более засушливым в середине и к существенному похолоданию в конце (Терещенко, Зинова, 1978). В тобольское время на севере Западной Сибири отмечена трансгрессия более теплого, чем современное, моря. В конце этого периода оно потеплело в связи с притоком атлантических вод, индицируемых соответствующими фораминиферами (Брызгалова, 1982). На Байкало-Патомском нагорье произрастали березово-основные леса с пихтой, дубом (*Quercus*), липой (*Tilia*), лещиной (*Corylus*). Последние широколиственные (липа) отмечены в казанцевское время единично (Золотарев, 1982).

На Южной Чукотке, по данным В.П. Сакса (1948), в доледниковое время происходила трансгрессия, в результате которой отложились пески с морскими раковинами в горах хребта Русского. Раковины принадлежат холодноводным организмам, из чего делается вывод о воздействии арктических вод, т.е. об открытом Беринговом проливе. Возможно, это самая мощная, по Д. Хопкинсу (1976), трансгрессия в плейстоцене – эйнанутская. Она была отмечена 250 тыс. лет назад, в начале среднего плейстоцена. Уровень моря на Аляске поднимался до 25 м.

На Восточной Чукотке, по О.М. Петрову, синхронные морские отложения (пинакульские) залегают на высоте 100–120 м над ур. моря, что согласуется с уровнем морских отложений в хребте Русском. Море заливало, таким образом, всю Марковскую впадину на р. Анадырь. О.М. Петров (1976) отмечает, что до сих пор нет убедительных данных о существовании или отсутствии Берингова пролива в то время. Этот автор указывает также на лесотундровый характер спектров в соответствующих слоях, что свидетельствует о более высоких, чем современные, температурах накануне грандиозного оледенения.

В среднем плейстоцене на востоке Чукотки устанавливаются сначала теплые условия межледниковья, затем оледенение и регрессия моря (Беспалый и др., 1979). Для начала среднего плейстоцена на Чукотке установлена палинозона *Betula-Picea sect. Euricea*, во время формирования которой господствовали березово-лиственничные леса и редколесья с примесью ели секции *Euricea*, *Alnus*, *Myrica*, *Lonicera*, *Salix*. Кустарниковые березы и ольховник с мохово-травяным ярусом образовали подлесок или самостоятельные ценозы (Верховская, 1986а). Автор считает, что растительность походила на современную камчатскую, указывая, что совместное произрастание лиственницы и ели при отсутствии сосен известно лишь для Внутренней Аляски. Но такая же ситуация характерна для Путорана, поэтому предположение, что береза была представлена только каменной березой (*Betula ermanii*), весьма безосновательно.

По мнению палеонтологов и зоогеографов, в периоды оледенений на пространствах от Монголии до Арктики во внутренних районах Сибири господствовала низкорослая степеподобная растительность, а лесная растительность была приурочена лишь к благоприятным локальным условиям. Однако в периоды межледниковий лесная растительность выходила из убежищ и очень быстро распространялась радиально.

По-видимому, во многих предгорьях и крупных впадинах близ края льдов существовали приледниковые озера, особенно когда льды перекрывали долины рек. В Становом нагорье в самаровский период ледники выдвигались во впадины, где располагались крупные водоемы (Осадчий, 1982). Самаровское оледенение повсеместно зафиксировано на Северо-Востоке Азии. В Верхоянье к следам наиболее древнего (самаровского) оледенения отнесены реликты троговых долин на абсолютных отметках 900–1100 м в меридиональной и 700–1200 м в широтной частях хребта, а также россыпи валунов на древних поверхностях выравнивания на отметках 800–1000 м в бассейнах рек Собопол, Томпо и Унгуахтах. Приуроченность ледниковых форм к широким долинам и участкам денудационного рельефа свидетельствует о том, что оледенение происходило в условиях слаборасчлененного рельефа, особенно на восточных и северных склонах Верхоянского хребта. Это придавало оледенению характер полупокровного. На предгорной равнине также описаны морены, но судить о размерах оледенения невозможно (Овандер, Башлавин, 1982). Указывается, что во время первой холодной эпохи среднего плейстоцена происходила не менее чем трехкратная смена фитоландшафтов. Темнохвойные леса в начале похолодания сменялись лесотундрой, а с максимальным похолоданием развились безлесные ландшафты, сходные с современными кустарниковыми тундрами Северо-Востока Азии. В конце похолодания господствовали тундровые травянисто-луговые ассоциации. Отнесение описываемых ледниковых отложений к среднему, а не к верхнему плейстоцену основано на присутствии экзотических для данного района растений, большом количестве лесобразователей (7) и отсутствии в верхнеплейстоценовых отложениях пыльцы таких растений, как *Alnus*, *Betula lanata*, *Pinus L.*, *P. pumila* (Полосухина, 1982).

Относительно ситуации с шельфом в то время мнения расходятся. Е.В. Артюшков (1979) считает, что наиболее мощная трансгрессия в Западной Сибири происходила в эпоху максимального оледенения 100–200 тыс. лет назад, когда уровень моря понижался на 150–200 м. Следовательно, суша должна была просесть на 450–600 м, поскольку на возвышенностях близ побережья моря следы трансгрессии обнаруживаются на высоте 300–400 м (Стрелков, 1965). Согласно Н.Г. Чочиа (1978), 130 тыс. лет назад (в самаровское время) уровень моря на севере Западной Сибири понижался на 50 м. Имеется неувязка и с Восточной Сибирью. По одним представлениям, в начале среднего плейстоцена уровень моря был низким и существовала Берингия, но затем наступила трансгрессия, совпадавшая с наиболее суровым и длительным похолоданием (Новейшие отложения..., 1980). В этом исследовании показано, что море отступило лишь в начале позднего плейстоцена. По другим, весьма многочисленным данным, шельфы восточно-арктических морей осушались и существовал БМС. По сведениям Н.А. Шилов и др. (1983), мамонт вместе с бизоном, лосем, кабаллоидной лошастью появился на приморских низменностях Северо-Востока в среднем плейстоцене, когда там существовали степные тундры и лесостепи. Чукотка была полностью скрыта льдами, может быть за исключением верхних частей гор, однако С.Л. Сейнсбери (Sainsbury, 1967) исключал возможность миграции через Берингию из-за суровости условий. В то же время А.И. Толмачев (1952) считал, что общая климатическая обстановка высокой Арктики в эпоху максимального оледенения едва ли намного суровее, чем сейчас. На п-ове Сьюард существовали тундры, аналогичные современным арктическим на мысе Барроу, тогда как на самом мысе тундры были "более арктическими", чем в настоящее время (McCulloch, 1967). По данным М.Е. Бриттона (Britton, 1966), тундры мыса Барроу большей частью представляют болота с множеством озер, но имеется целый ряд интразональных стадий, где растут *Lupinus arcticus*, *Carex bigelowii*, *Salix anglorum*, *S. niphoclada*, не встречающиеся в Азии.

Шельф выполнял роль рефугиума в наиболее суровой климатической обстановке, а при начинавшемся потеплении был ареной миграций с материка на материк. Через БМС животные мигрировали из Азии на Аляску и обратно. Однако южнее Аляски простирался сплошной покров льдов, занимавший всю Канаду.

Согласно Ш.Ш. Гасанову (1970), граница лесной зоны доходила до современных берегов Анадырского залива. Он приводит в СПС из морских межморенных глин березку, ольховник, ольху, иву, еосну (вероятно, кедровый стланик) и ель (*Picea sect. Omogisa*). Очевидно к тому же периоду относятся СПС с лиственницей (Васьковский, Терехова, 1970). Подобные данные имеются и в других работах (Нейштадт, Тюлина, 1936; Граве, 1956; Гитерман и др., 1968). Согласно А.В. Ложкину (1973), на Западной Чукотке в оптимум казанцевского периода существовали лиственничные леса из *Larix sibirica* с примесью *Picea obovata*. Отмечено отсутствие кедрового стланика (Верховская, 1986а). По мере похолодания эти леса сменились лесотундрой с *Larix gmelinii*.

В северной части Чукотки, по-видимому, в течение всего казанцевского периода сохранялись локальные леднички. Один из них покрывал шапкой Ванкаремскую сопку, которая в наши дни отделена от рыхлой толщи глубокой долиной, и на ее склонах до самого основания не встречается даже единичная галька (Кожевников, 1977а). Для более западных районов Северной Чукотки предполагается существование лесотундровой растительности с участием сосны, березы и ольховника (Пуминов и др., 1972, 1973). На Колыме показана лесотундра (Гитерман и др., 1968).

На о-ве Св. Лаврентия в сангамонских слоях оз. Флоры обильна пыльца березы (*Betula*), ольхи (*Alnus*), ели (*Picea*) (до 10%) (Colinvaux, 1967). На Аляске ель росла на северном макросклоне хребта Брукса (Hopkins, 1972).

Некоторые исследователи считают, что в казанцевское время Полярный бассейн освобождался ото льда (Брукс, 1952; Дайсон, 1966; Хиббард и др., 1969). Не исключено, что этим и объяснялась, наряду с гляциоизостатической просадкой при предыдущем оледенении, мощность трансгрессии.

Горы Бырранга на Таймыре имели облик островной гряды в максимум трансгрессии, а когда воды отступили, до этих гор распространялись леса (Антропоген Таймыра, 1982).

На Аляске, на р. Поркьюпайн в довисконсинских отложениях (сангамон?) по СПС восстановлена лесная растительность с доминированием ели (*Picea*), березы (*Betula*), сосны (*Pinus*), местами росли ольха (*Alnus*) и орешник (*Corylus*). В этих отложениях найдены шишки, представляющие среднее между современной *Picea glauca* и вымершей *P. banksii* (Гитерман, 1985).

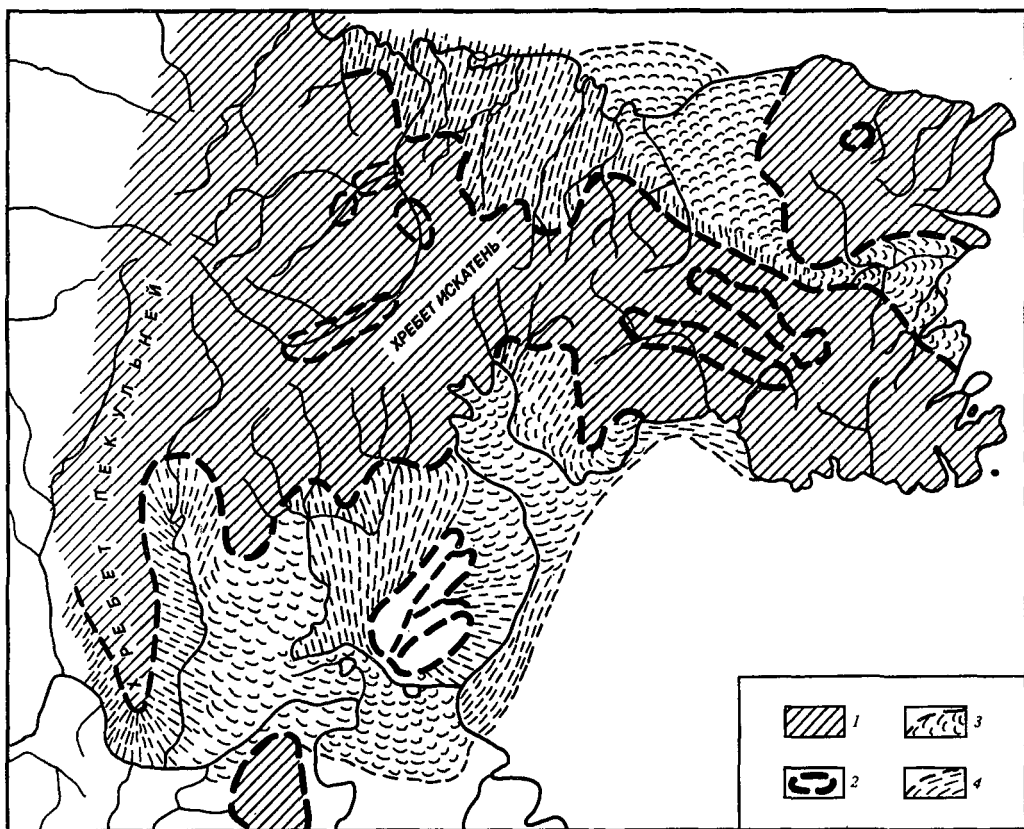
На Чукотке, согласно Ш.Л. Гасанову (1969), большая часть суши в этот период была занята льдами (рис. 15).

В бассейнах рек Канчалан и Танюрер зырянские ледники достигали 400 км длины, тогда как в верховьях Анадыря, в Останцовых горах существовали лишь небольшие каровые ледники (Верховская, 1986а).

С зырянским оледенением на Чукотке сопоставлена палинозона *Selaginella sibirica*, в СПС которой содержится 7,7–61% пыльцы древесно-кустарниковой группы растений, среди которых доминируют *Betula sect. Nanae* и *Alnaster* (Верховская, 1986а). Автор приходит к заключению о широком распространении тундрово-степных группировок, хотя это и не следует из полученных СПС.

Около 50 тыс. лет назад между периодами образования на мысе Дионисия террас 50–60 и 20–30 м высоты был период низкого стояния моря, когда в прибрежных районах существовали ледники, спускавшиеся ниже современного уровня моря (Новейшие отложения..., 1980). Согласно более конкретной оценке, во время ванкаремского (зырянского) оледенения регрессивная береговая линия находилась на современных глубинах 115–135 м (Иванов, 1982). По другим представлениям, в предкаргинский (т.е. зырянский) период, около 60–50 тыс. лет назад, регрессия Чукотского моря достигала отметок не менее –50 м, а в сартанский – не менее –30 ... –38 м (Данилов и др., 1980). Вновь соединялись мостом Северо-Восток Азии и Аляска. Происходили трансконтинентальные миграции. В позднем плейстоцене число видов мамонтового комплекса достигло 20 (Шило и др., 1983).

Допускают (Hoffmann, 1980), что человек мог мигрировать тогда на Аляску (70–50 тыс. лет назад), а во время средневисконсинского межледниковья продвинуться на



Р и с. 15. Карта-схема распространения ледников в Центральной части Берингии во время максимума первого позднеплейстоценового оледенения (по: Гасанов, 1969)

1 – районы, охваченные горно-долинным оледенением; 2 – ледники подножий предгорных низменностей; 3 – ледники подножий межгорных впадин; 4 – шельфовые ледники

юг до современной территории США. На р. Олд-Кроу костяные орудия датированы возрастом 30–60 тыс. лет (Bonnichen, Joung, 1980).

Имеются весьма не согласующиеся со всем банком данных представления. 89–42 тыс. лет назад увеличилась подвижность льдов севернее о-ва Элсмир, что было связано с повышением температур (Steward, England, 1983).

На востоке Северной Америки шельфы также осушались. Затопленная долина р. Гудзон прослеживается на шельфе на 80 км. Было установлено, что до последнего оледенения долина на шельфе была отклонена к югу, причиной чего мог быть наклон поверхности осушенного шельфа за счет вздутия его южнее Новой Англии в качестве компенсации ледниковой нагрузки на континент (Knebel et al., 1979). 28 тыс. лет назад этот участок долины р. Гудзон был забит флювиальными осадками и севернее образовалась другая долина, которая в настоящее время видна на шельфе более четко.

Зырянское оледенение сменилось каргинским межледниковьем (средние: вюрм, висла, валдай, висконсин и др.). 40–23 тыс. лет назад существовало геомагнитное отклонение более чем на 40° по отношению к географическим полюсам, что могло привести к перемене полярности магнитного поля Земли (Abrahamsen, Knudsen, 1979). Авторы указали, что подобные данные получены для разных районов Земли. Согласно Н.В. Кинд (1982), климатические изменения в среднем вюрме (валдае) могли быть обусловлены двумя причинами: астрономической (совпадение средне-

вюрмского потепления с изменением наклона земной оси 42–41 тыс. лет назад) и географической (положение геомагнитного полюса 32–28 тыс. лет назад преимущественно в северо-западной части Пацифики). Автор указывает, что в среднем валдае в Евразии прослеживается потепление в направлении с запада на северо-восток, а в Северной Америке – с юго-востока на северо-запад. В Восточной Европе происходило сложное потепление с максимумом приблизительно посередине, как это фиксируется по СПС в бассейне Вычегды (Арсланов и др., 1979).

Согласно многим источникам по Европе, средний валдай не был межледниковым. Как уже отмечалось, в последнее время для Русской равнины утвердился взгляд о единстве валдайской эпохи как холодной, не разделенной межледниковьем, которая в первой половине была безледной (Чеботарева и др., 1981, 1982; Палеогеография Европы..., 1982).

ПЕРИГЛЯЦИАЛЬНАЯ ЗОНА

Межледниковье сменилось первым позднеледниковым оледенением, которое в Восточной Европе считается безледным (Девятова, 1980; Палеогеография..., 1982). Ледовый покров покрывал Скандинавию и Карелию, но южная граница мерзлоты находилась в районах среднего течения Днепра и Волги.

Таким образом, были широко распространены перигляциальные ландшафты и существовала перигляциальная зона. Полагают, что она простиралась на многие сотни километров от границ ледников и характеризовалась наличием многолетней мерзлоты, лёссовокоплением, специфической растительностью. К перигляциальной зоне примыкала близкая к ней по некоторым признакам аридная зона (Васильев, 1980, 1982б). В условиях же холодного климата аридная была настолько сходна с перигляциальной, что ее обычно и вовсе не отличают от последней.

Лёссовая формация – главнейший литологический признак перигляциальной обстановки (Марков и др., 1968). Эта формация протягивается на юг столь далеко, что включает бассейны великих китайских рек Янцзы и Хуанхэ. Следовательно, перигляциальная зона в широком понимании достигала на юге Центрального и Юго-Восточного Китая.

Согласно А.А. Величко (1980), в периоды оледенений на месте нескольких современных зон существовала гиперзона, подразделения внутри которой не соответствуют рангу зон. Происходила трансформация зональных структур. Таким образом, в динамике зональных структур выделяются два типа: миграционный, вызванный небольшими колебаниями климата внутри эпохи, и трансформационный, обусловленный изменениями климата на границе ледниковых и межледниковых эпох. При трансформационной динамике один и тот же компонент среды может относиться либо к зональным, либо к провинциальным элементам. Так, в последнее оледенение многолетняя мерзлота была зональной, в настоящее время она стала провинциальной. Это свойство некоторых компонентов природной среды менять свое положение в зональной структуре названо А.А. Величко транзитивностью. В перигляциальной зоне, таким образом, существовали полосы с севера на юг: безлесная, с кустарниками в долинах, с кустарниками на водоразделах, с деревьями в долинах. Однако и в долинах перигляциальные процессы были выражены. В периоды оледенений в долинах рек формировался "перигляциальный аллювий" (Волков, Зыкина, 1982).

Изучение перигляциальных форм рельефа позволяет точнее узнать время дегляциации, а также периодов подвижек льда (Veget, 1981). Так, последний автор определил во Франции (долина Шаранты) следующие фазы формирования перигляциальных образований: ранее 26–25, 21–20 (максимум), 17–14 тыс. лет назад до настоящего времени. Это говорит о чередовании условий увеличения и уменьшения суровости климата в позднем вюрме. По перигляциальным нивальным формам установлено, что вюрмская снеговая линия располагалась примерно 650 м над ур. моря (Tricart, 1981).

Характер перигляциального рельефа зависит от горных пород. На известняках

образуются не такие сочетания форм рельефа, как на сланцево-песчаниковых склонах (Joly, Dewolf, 1983).

Характерным криогенным перигляциальным образованием являются каменные поля, формирующиеся благодаря интенсивному физическому выветриванию. Каменные поля перигляциального происхождения различаются преобладанием угловатых форм и составом материала, идентичным коренным породам местного происхождения (Dionpe, 1978). Именно такие каменные поля покрывают обширные площади на высоких уровнях субарктических гор Азии.

Сопоставление перигляциальных процессов в разных регионах привело к выводу, что наиболее древним является образование развалов неокатанных обломков, затем следуют солифлюкция, сортировка обломков, формирование делювия, сортированных и несортированных полигонов (Jahn, 1979).

Отмечено, что "наземное оледенение достигало наибольшего развития не в Арктике, а в Субарктике и в умеренном поясе" (Марков и др., 1968). Соответственно перигляциальные условия существовали и севернее материковых покровов льда, в том числе на осушенных шельфах. Значительная часть о-ва Сомерсет не покрывалась льдами в позднем плейстоцене (Dyke, 1978). Маломощные морены покрывают 20% площади острова, хотя на его северо-востоке существовала ледяная шапка (Dyke, 1979б, 1983). Облик перигляциальной зоны неодинаков в разных районах, так как зависит от континентальности климата, распределения осадков по сезонам и абсолютных высот (Karte, 1979). Автор указал, что распространение многолетней мерзлоты и типов перигляциальной зоны не всегда совпадают.

В условиях перигляциального климата плейстоцена под влиянием солифлюкций и плоскостного смыва происходит общее выравнивание рельефа с формированием выпукло-вогнутых склонов, у подножия которых накапливаются суглинисто-щебнистые шлейфы. В связи с неодинаковой интенсивностью делювиально-солифлюкционных процессов на склонах разной экспозиции образуется климатическая (инсоляционная) асимметрия склонов речных долин, особенно малых рек (Бабанов, 1983). В.В. Косминский рассчитал, что в перигляциальной зоне общее количество осадков не превышало 200–250 мм/год; средние температуры наиболее теплого месяца нередко повышались до $+10^{\circ}$, но в холодное время они часто опускались до -50° (Ушаков, Ясаманов, 1984). Авторы привели также данные Л. Гейтса, по которым в Западной Европе температуры понижались на $9-12^{\circ}$, в Восточной Европе – на $10-15^{\circ}$, на востоке Северной Америки – на $10-14^{\circ}$. В Западной Сибири среднегодовые температуры были ниже современных на $9-10^{\circ}$. Палинологические данные позволяют заключить, что ландшафты краевых зон средне- и позднечетвертичного времени были различны (Волкова, 1980). Рисские отложения в районе Лодзи в Польше находятся в 100–150 км южнее вюрмских (Klatkova, 1979). Следовательно, перигляциальная зона в вюрме включала ледниковые формы рельефа.

Согласно Е.М. Лавренко (1981), очень холодный, сухой и резко континентальный климат второй половины вюрма обусловил полное исчезновение лесной зоны средних и высоких широт Евразии. На севере последней господствовали тундры, а на юге перигляциальные степи. В результате оказались частично перекрыты ареалы тундровых и степных животных, то же наблюдалось и в отношении растений, среди которых господствовали плотнотерновинные злаки и осоки. Подобные данные имеются по Северной Америке. В районе Вулф-Крик (штат Миннесота) 20,5–14,7 тыс. лет назад установлены очень низкое поступление пыльцы и наличие арктических видов. Растительность больше всего напоминала полярно-пустынную (Birks, 1974, 1976). В Якутии 30–15 тыс. лет назад во время глубокой регрессии Полярного бассейна криогенные процессы в перигляциальной зоне проявились особенно ярко (Алексеев, 1982). Они сопровождались интенсивным обновлением поверхности субстратов. Обилие пыльцы *Chenopodiaceae* и *Artemisia* в отложениях позднего вюрма Е.М. Лавренко (1981) объясняет составом инициальных сообществ на молодых

отложениях в долинах рек и на их склонах. Однако криогенное обновление субстратов, вероятно, было более действенным фактором формирования этих сообществ.

В Средней и Западной Европе происходило чередование лесных и степных фаун, соответствующих теплым и холодным климатическим фазам. В перигляциальной зоне области скандинавского оледенения фауна постепенно стала единообразной и различия имелись лишь в меридиональном направлении (Gromov et al., 1978).

ФОРМИРОВАНИЕ АРКТИЧЕСКИХ ЛАНДШАФТОВ

Резкое увеличение континентальности климата¹⁴ в начале квартера (Толмачев, Юрцев, 1970) не согласуется с представлениями Д.Г. Панова (1946), которые кажутся более убедительными. Кроме того, и сугубо ботанический материал не свидетельствует в пользу формирования арктической флоры в континентальных условиях. Наиболее арктические по характеру современные флоры Чукотки являются в то же время океаническими¹⁵. По мере усиления континентальности климата арктические черты флор прогрессивно убывают. Из сказанного можно допустить, что формирование арктической флоры связано с суровым океаническим климатом полярных побережий, наступившим в результате общеземного похолодания.

Ледовый покров Северного Ледовитого океана, безусловно, возник раньше материковых ледников. Именно поэтому большая часть Северной Сибири (к западу от Лены) не покрывалась ледниками. Это находится в соответствии с представлениями Д.К. Симпсона (Simpson, 1934), Ю. Юинга и В. Донна (Ewing, Donn, 1956), согласно которым для образования оледенения требуется начальный период, когда Полярный океан свободен ото льдов и поставляет влагу для обильных снегопадов (Лэмб, 1968). Поскольку же Полярный океан замерз ранее, чем наступило материковое оледенение, то влагой снабжали Тихий и Атлантический океаны. Естественно, что в Сибири западнее Лены этой влаги доставалось немного, поэтому сплошной ледовый покров здесь не образовался. Отсюда становится понятной необходимость искать истоки современных арктических ландшафтов вдоль северной окраины суши и на полярных островах.

В начале плейстоцена впервые сложились предпосылки для образования тундровых ландшафтов современного типа (Гасанов, 1967, 1969; Petrov, 1967). По мнению Б.Н. Городкова (1952), тундровые сообщества могли существовать еще в плиоцене в той части арктического шельфа, которая примыкает к Атлантике, как наиболее выдвигавшейся к северу. Мост, соединявший Скандинавию, Исландию и Южную Гренландию, был, видимо, и в начале плейстоцена. Еще В. Кобельт (1903) писал, что не видит ничего невозможного в том, если мост был в плейстоцене. Он приводил данные геологов М. Гулля и С. Спенсера, подтверждавших такую же точку зрения.

Эти данные касались затопленных речных долин, врезанных в поздне третичные слои. Руслa северо-восточных американских рек прослeжены до края континентального шельфа. Некоторые русла заметны на современных глубинах более 800 м, а русла рек Сесквиганна и Делавар – до глубин 1000 м. Подводный хребет, тянущийся от Норвегии к Гренландии, согласно В. Кобельту (1903), лежит на глубине менее 400 м. По обе стороны хребта спускаются эрозионные долины. Подобную долину

¹⁴Следует различать зимнюю и летнюю континентальность – океаничность климата. Во время вегетационного периода, когда поверхность морей освобождается ото льда, климат в приморских полярных районах не может называться континентальным. Он имеет очень малые амплитуды температур, а малое количество осадков компенсируется постоянной высокой влажностью воздуха, вследствие чего образуются холодные туманы. Зимой климат полярных приморских районов действительно континентален, но не в такой степени, как в удалении от побережья; это связывается с влиянием океана сквозь льды, что убедительно показал В. Стефанссон (1948). Сказанное находится в тесной связи с развитием древесной и кустарниковой растительности в Арктике.

¹⁵О тяготении арктических видов к океаническим побережьям еще в 1937 г. писал Э. Хультен (Hultén, 1937b).

представляют собой Ла-Манш и некоторые другие подводные борозды, наблюдавшиеся на глубинах до 3000 м. На основании всех этих данных В. Кобельт предполагает, что уровень океана понижался на 4000 м и "Старый Свет соединялся с Новым не узким перешейком, а широкой полосой суши, распространявшейся к югу до широты Ирландии и несшей на себе североатлантическое поднятие в виде мощного альпийского хребта" (с. 319).

Эта гипотеза кажется слишком смелой. По-видимому, осушение подводного Северо-Атлантического хребта происходило не в результате такого грандиозного понижения уровня океана, а вследствие тектонических движений. Вдоль северного побережья этого моста царила весьма суровая климатическая обстановка. Еще более суровый климат был соответственно на северных участках суши, особенно на Земле Пири, где могла формироваться даже полярно-пустынная растительность, сохранившаяся там до сих пор (Городков, 1952). Б.Н. Городков, правда, не развил эту свою идею, обосновывая полярно-пустынный тип растительности в пределах Берингии. Он пришел к выводу, что существуют "два ландшафтных и почвенно-растительных панклимакса, из которых тундры возникли путем деградации многоярусных северных болот и лесов в четвертичный период, а полярные пустыни – эволюцией малоярусных альпийских лугов Северной Берингии в конце третичного периода" (Городков, 1947. С. 31).

Однако Б.Н. Городков ошибался, считая, что существование этих двух панклимаксов обусловлено "различиями в отношениях живых организмов между собой". На самом деле только внешняя среда, вернее, ее изменение к худшему вызвало к жизни эти два панклимакса. Естественно, что чем севернее было направление, тем более суровым становился климат в каждый период квартера, тем жестче шел отбор видов для обитания в этих условиях. Усиление суровости климата с юга на север носило постепенный характер, что отвечало и изменению растительности. Поэтому трудно ожидать, что существовала какая-то реальная граница между становившимися тундровым и полярно-пустынным поясами, поскольку береговая линия проходила севернее всех современных островов Арктического бассейна.

Доказательство древности арктических ландшафтов в Берингии Б.Н. Городков (1952) видел в том, что "флора арктической Аляски и западных островов Канадского архипелага очень сходна с флорой Чукотского полуострова и о-ва Врангеля, а флора лесных областей Северо-Запада Америки и Северо-Востока Азии довольно различна. Это свидетельствует о том, что в конце третичного периода в Берингии был арктический климат и леса не достигали ее" (с. 64).

В. Стир (1969) пишет, что "происхождение типично арктических видов мхов представляет большой интерес, так как ни один из них не находится в родстве с более южными умеренными видами и многие из них принадлежат монотипному роду" (с. 135). Это представление бриолога крайне интересно, так как среди высших растений Арктики практически отсутствуют виды, которые не имели бы родственных отношений с более южными видами. Б.А. Тихомиров (1947) писал, что "Эоарктика явилась центром становления безлесного арктического ландшафта, но не центром возникновения и истоком всей арктической флоры и отдельных арктических формаций" (с. 55). Он подчеркивал также, что "в Арктике не выработался особый тип растительности, специфичный для нее и ей одной свойственный" (Там же. С. 56). Тундровый тип растительности не признавался Б.А. Тихомировым как единственный в Арктике, но он не признавал и полярно-пустынный тип растительности, рассматривая последний как высокоарктический тундровый.

По А.И. Толмачеву, «высокая Арктика не пережила до своего обезлесения "таежной фазы"» (1927. С. 14). В отличие от Б.А. Тихомирова (1957), признававшего "таежную фазу", А.И. Толмачев, считал, что арктотретичные леса сменились кустарниковыми формациями, исчезновение которых с ухудшением климата привело к появлению тундры. Однако между современными аналогами арктотретичных лесов и тундрами лежит зона тайги, а не кустарников. Этим пространственным отношениям в

прошлом соответствовали подобные же временные смены растительности. Кустарниковые и типичные тундры, по Б.А. Тихомирову (1946), являются дериватом лесной растительности. Судя по палеоботаническому материалу, тундровые ландшафты первоначально возникли на месте лесных, причем таежных. Влияние лесной растительности на формирование тундрового ландшафта не могло быть незначительным, поскольку его основные эдификаторы – кустарнички хамефиты – имеют лесное происхождение (Толмачев, 1943, 1954; Келлер, 1938). Хамефиты и терофиты – самые молодые жизненные формы из возникших в квартере (Hansen, 1956). Образование их Г. Хансен связывает с общепланетарным ухудшением климата. Терофиты представлены в современной флоре Арктики всего несколькими видами, но значительное количество видов этой флоры относится к хамефитам, причем многие из них являются эдификаторами тундровых сообществ. Однако наибольшее количество видов попадает в группу гемикриптофитов, которая, согласно Г. Хансену, произошла в позднее время третичного периода. В эту группу входит ряд кустарничковых видов Арктики (*Diapensia*, *Loiseleuria* и др.).

Гемикриптофиты преобладают по числу видов над другими жизненными формами Раункиера не только в арктических флорах, но и в лесных, вплоть до умеренных широт, поскольку в эту группу попадает подавляющее большинство видов разнотравья. Однако, по-видимому, только в высоких широтах на втором месте после гемикриптофитов стоят хамефиты. Они же занимают второе место, но уже после терофитов, в Ливийской пустыне, т.е. опять же в экстремальных, но полярно противоположных условиях. По своему современному распространению хамефиты – арктоальпийская жизненная форма. Не вызывает сомнения, что их формирование было обусловлено похолоданием и увеличением вертикального градиента среды, что приводило к низкорослости исходных типов современных хамефитов.

Аналогичное явление можно и сейчас наблюдать у отдельных видов (Кожевников, 1974а, 1978б). Так, в резко континентальных районах Чукотки голубика (*Vaccinium*), березка (*Betula*), багульник (*Ledum*) имеют жизненную форму "низкий кустарник", которая в океанических районах сменяется жизненной формой "кустарничек" – типичный хамефит. Эти пространственные отношения можно спроецировать в историю. И тогда мы неизбежно приходим к выводу об усилении летней океаничности климата в период формирования тундровых формаций, что было обусловлено похолоданием и снижением температурных амплитуд, суммы эффективных температур и т.п.

Таким образом, обезлесение в высоких широтах привело к возникновению ландшафтов нового типа и выработке новых адаптационных форм среди ее живого населения. В современной Арктике весьма специфическая среда обитания. Недостаток атмосферной углекислоты приводит к тому, что фотосинтез наиболее интенсивно происходит близ поверхности почвы за счет выделяемого почвой углекислого газа (Григорьев, 1946б). Наряду с неблагоприятным микроклиматом это также способствует низкорослости растений, хотя и во вторую очередь. Последнее следует из того, что как только физико-географические условия улучшаются, растения сразу же реагируют на это и становятся выше.

Интенсивность ультрафиолетового излучения на севере больше, чем в умеренных широтах. Например, на 68° с.ш. она в 2 раза выше, чем на 47–54° с.ш. (Берг, 1947). Но главное – это, конечно, холод (Родаль, 1958), причем длящийся большую часть года.

ГЛАВА 4

ГЛЯЦИОИЗОСТАЗИЯ И ВЕРТИКАЛЬНЫЕ ДВИЖЕНИЯ СУШИ

ГЛЯЦИОИЗОСТАЗИЯ КАК ЯВЛЕНИЕ ОПУСКАНИЯ СУШИ

Явление гляциоизостазии означает опускание суши под давлением льдов и последующее ее поднятие после стаивания льдов. Это сложный процесс со многими составляющими и зависимостями, включающими мощность земной коры и льдов, тектонику, характер рельефа, морские трансгрессии и т.д. То есть каждая из составляющих и зависимостей – сама по себе сложный процесс, поэтому концепция гляциоизостазии до сих пор не считается, по крайней мере частью исследователей, мощным природным механизмом, в результате действия которого громадные части суши то осушаются, то заливаются морем. Тем не менее гляциоизостатические движения земной коры, еще недавно оспариваемые некоторыми исследователями (Тектонические..., 1967), в настоящее время подтверждены на большом материале и признаны большинством специалистов (Былинский, 1979, 1980, 1983; Траат и др., 1982; Гросвальд, 1983; Никишин, 1984; и др.). Обусловленные тектоническими движениями колебания земной коры имеют периодичность 1 млн лет, а иные движения, связанные с колебаниями уровня Мирового океана, происходили в результате изостазии (Chappell, 1979).

Что же касается современных тектонических движений Северо-Запада России, то они в целом обнаруживают унаследованность от голоценовых, новейших и более древних движений. Особенно четко она проявляется для крупных структурных элементов и не всегда для элементов более низких порядков (Серебрянный, Сетунская, 1980). Водораздел между Белым морем и Онежским озером поднялся в послеледниковое время на 110–140 м (Яковлев, 1938). На Европейском Севере отмечалось общее поднятие положительных структурных элементов, но цокольные равнины и островные низкогорья поднимаются быстрее, а пластово-денудационные равнины медленнее. В неотектонических впадинах и прогибах наблюдаются пластово-аккумулятивные равнины (Рыжов, 1983). Авторы не связывают эти движения с гляциоизостатическим поднятием территории, начавшимся за последним оледенением, но на соседних территориях имели место именно такие поднятия. Их скорость оценивается по-разному, что, вероятно, связано с неодинаковой толщиной льда в позднем плейстоцене. Восточнее Хельсинки современный подъем суши составляет всего 3 мм/год (Huvärinen, 1979). В северной части Ботнического залива скорость поднятия достигает 9 мм/год (Alestalo, 1979). Однако на других смежных территориях вертикальные движения суши не отмечаются. Например, указано, что эпейрогенические движения не сказались на Северо-Германской низменности (Müller, 1979).

На севере Западной Сибири происходят неотектонические поднятия и опускания

(Мусатов, 1984), т.е. эта территория развивается неоднаправленно. Плато Путорана в настоящее время поднимается, о чем свидетельствуют изменения гидросети, включающие перехваты рек (История..., 1981), а также образование мощных каньонов, выше которых находятся ледниковые и водно-ледниковые отложения (Кожевников, 1984, 1985а).

Для восточной части Сибирской платформы предполагаются гляциоизостатические короткопериодные высокоамплитудные поднятия и опускания, не оказавшие существенного влияния на формирование рельефа. А для горной Восточной Якутии установлены малоамплитудные, но устойчивые по знаку новейшие движения, с которыми связано формирование основных морфоструктур (Бочаров и др., 1982). В хребте Джугджур установлены различные проявления новейших тектонических движений (Готванский, 1977).

В Японии этапы тектонического спокойствия в течение последних 2000 лет соответствует этапам потепления, отступления льдов, отсутствия вулканической деятельности и потепления поверхностных океанических вод (и наоборот), которое установлено на основании изучения коралловых рифов. Некоторое отставание геологических событий от тектонических движений позволяет предположить, что последние играют роль пускового механизма (Kazuhiro, 1980).

Поднятие участков шельфа иногда связано с образованием островов. Так, о-ва Манитунук в Гудзоновом заливе появились над уровнем моря примерно 6000 лет назад и скорости поднятия были значительными. Впоследствии происходило замедление их темпа: скорость уменьшалась до 1 м в 100 лет (около 2,8 тыс. лет назад). Отмечена равномерность поднятия района (Allard, Tremblay, 1983). Юго-западное побережье залива Джеймса начало изостатически подниматься 8–7 тыс. лет назад и поднимается до сих пор со скоростью более 1 м в 100 лет (Martini et al., 1980). Изостатический подъем территории обусловил пологие градиенты береговой зоны и на восточном побережье этого залива (Dionne, 1978–1980).

В районе Пилгрим-Спринг (Аляска) происходит опускание суши (Kline et al., 1980).

В Йеллоустонском национальном парке в 1923–1975 гг. область шириной 15–20 км и длиной 40 км, вытянутая вдоль северо-восточной оси кальдеры, поднималась со скоростью 7,7 мм/год на 40 см. В 1955–1975 гг. северо-восточная часть кальдеры поднималась относительно юго-западной со скоростью 8 мм/год. Отмечены также опускания, что связано с землетрясениями (Pelton, Smith, 1982).

ПРОСЕДАНИЕ СУШИ ПОДО ЛЬДАМИ И ЕЕ ПОДНЯТИЕ ПОСЛЕ СТАИВАНИЯ ЛЬДОВ

Астеносфера чутко реагирует на изменение веса ледовых шапок и воды в литосфере и могла вызывать колебания уровня моря ± 20 м в разных местах Земли за последние 15 тыс. лет (Faure, 1975). Имеются данные о том, что современные ледовые щиты Антарктиды и Гренландии обуславливают мощное прогибание суши. Под центральными участками этих щитов суша опущена ниже уровня моря.

В периоды оледенений ледовые щиты вызывали проседания земной коры. Более того, от мощности толщ льда зависела и степень прогибания земной коры. Современные впадины, некомпенсированные голоценовым поднятием, могут служить указанием на характер поверхности и мощности ледового щита. Так, существование нескольких куполов Лаврентийского щита подтверждается наличием нескольких крупных гляциоизостатических депрессий в наше время (Лориол, Грей, 1982).

В Якутии гляциоизостатические движения наиболее отчетливо проявились в долине Лены, на отрезке, который покрывался ледником Верхоянских гор (Колпаков, Шофман, 1982). Авторы показали, что в зырянское время под давлением льдов поверхность здесь опустилась на 56–72 м.

Максимум врезания Енисея пришелся на период после самаровского оледенения

при постепенно повышавшемся базисе эрозии (Сакс, 1947). Это хорошо увязывается с представлением об изостатическом выравнивании. Амплитуда поднятия составила, по В.Н. Саксу, от 100 м ниже современного уровня моря, до 10–15 м выше его. Очевидно, во время наиболее низкого положения суши и образовался санчуговский горизонт с остатками морской фауны, когда море залило сушу после самаровского оледенения (или в его конце, когда льды дотаивали). Столь низкое положение суши в данном районе объясняется, по всей видимости, просадкой под мощной толщей самаровских льдов. С этим согласуются данные по Северо-Восточному Таймыру. В среднем плейстоцене там существовало покровное оледенение в условиях невысокого нерасчлененного рельефа. В период следовавшей за ним бореальной трансгрессии в горах происходило поднятие, сопровождаемое интенсивным эрозионным врезом на глубину до 250 м, а на приморской равнине – опускание (Бердовская и др., 1970).

Поднятие территории, находившейся подо льдом начиналось уже тогда, когда ледник протаял, но не до конца, а его скорость зависела от характера ложа ледника (Лингл, 1982). По расчетам В. Рамзая, начало гляциоизостатического поднятия начинается после стаивания одной трети объема льда и вообще сильно запаздывает (Лаврова, 1949).

Иногда приводят данные, согласно которым просадки суши под давлением льдов происходят даже на уровне отдельных геоморфологических образований.

На п-ове Люнген в Северной Норвегии внутренняя часть полигонов, сложенных тонким материалом, наклонена под углом 5–10° к краю льда. Наклон, видимо, вызван давлением перекрывавших в малый ледниковый век (примерно 1750–1900 гг.) полигоны льдов, которые были достаточно пассивны и почти не экзарировали ложе (Whalley et al., 1981).

ПРОСТРАНСТВЕННЫЙ КОМПЕНСАЦИОННЫЙ ЭФФЕКТ

В результате перераспределения вещества астеносферы под влиянием гляциоизостатических движений периферические участки также подвергались изостатическим деформациям (Мари, 1982). Отчасти поэтому осушались шельфы морей, когда на суше образовались мощные покровы льда. На карте, показывающей распределение льдов в период максимального их распространения В.Н. Сакс (1947) представил осушенные шельфы по изобате современных глубин 200 м.

Гляциоизостазию подтверждает параллелизм проявлений вертикальных движений земной коры. Ее выпячивание имело место не только вдоль северной окраины ледников, что привело к осушению шельфов, но оно происходило и вдоль южных материковых границ ледовых щитов.

На границе вюрмского ледникового покрова в Шлезвиг-Гольштейне (ФРГ), как и по всей южной части Балтийской депрессии произошло поднятие на 100 м над ур. моря (Gripp, 1976). Гляциоизостатическое поднятие суши перед фронтом ледника имело место в Белоруссии (Гурский, 1978). В соответствии с этими поднятиями последние 8,5 тыс. лет южное побережье Балтийского моря испытывает постоянное опускание со скоростью около 10 см в 1000 лет, что обуславливает отступление и выравнивание берега (Kolp, 1981).

По данным Е.Н. Былинского (1979), в верховьях Вычегды в поздневалдайское время располагалась ось "передового вздутия", возникшего в связи с перетеканием вещества в астеносфере и под воздействием упругих напряжений при прогибании земной коры под тяжестью ледников. В интервале 12,7–10,2 тыс лет назад эта ось сместилась к Котласу вслед за отступанием края ледника, а на отрезке Правычегды от Котласа до устья р. Нем возникло крупное долинное озеро, подпруженное осью передового вздутия. Амплитуду вздутия Е.Н. Былинский оценивает в 60–65 м. Он считает также, что аналогичные процессы могли происходить в бассейнах Печоры и Мезени.

На Шпицбергене было отмечено, что у основания некоторых каменных глетчеров на перекрываемых береговых валах имеются небольшие вздутия – следы давления со стороны движущихся каменно-ледовых масс (Swett et al., 1980). Следовательно, перед фронтом движущихся льдов с несравненно большей массой подобные вздутия были обычным явлением и в значительной степени обеспечивали ледник моренным материалом.

Вздутие земной коры происходило на некотором удалении от кромки льдов, поскольку гляциоизостатическое погружение распространялось до 150–200 км от края ледникового щита (Andrews, 1978). В приледниковых понижениях могла скапливаться вода. Известно, что с гляциоизостатическими движениями связано формирование некоторых элементов рельефа, в частности озер (Вьюм, Kjensmo, 1980). В период ранневисконсинского оледенения на Баффиновой Земле земная кора у края ледника опустилась примерно на 100 м (Dyke, 1979c). Атлантическое побережье Канады около 13 тыс. лет назад находилось ниже современного уровня моря под влиянием ледниковой нагрузки (Wightman, Cooke, 1978). К северо-востоку от о-ва Ньюфаундленд на шельфе в средне- и поздневисконсинских отложениях наряду с пылью тундровых растений найдены остатки субарктических планктонных микроископаемых (Pipet et al., 1978). Это говорит о том, что шельф здесь не осушался в периоды последних оледенений или на нем существовали водоемы. С лабдорского шельфа датированы осадки в 21 тыс. лет, в которых обнаружены бентосные фораминиферы, свидетельствующие о летних прибрежных водах, свободных ото льда (Vilks, Mudie, 1978).

В позднеледниковое время уровень Мирового океана располагался на 20–40 м ниже современного. Чтобы объяснить существование позднеледникового бассейна на севере Западной Сибири используют принцип гляциоизостазии: "Более вероятным представляется уже предположенное в литературе объяснение высокого положения базиса как результата значительного по амплитуде общего гляциоизостатического прогибания региона в период развития последнего ледникового покрова, прогибания, которое не было полностью скомпенсировано движениями обратного знака к финалу деградации ледника" (Арсланов и др., 1983. С. 34).

М.Г. Гросвальд (1983) отметил, что "современное опускание характерно для значительной части побережья Северной Евразии (за исключением Кольского полуострова, который участвует в поднятии Фенноскандии, и горного Таймыра)" (с. 123). Это, по-видимому, можно расценивать как компенсацию поднятий горных районов, что свидетельствует о былом опускании последних под тяжестью льдов и соответствующем поднятии низинных окраин суши и шельфов. Таким образом, вертикальные движения современной суши говорят не в пользу шельфовых ледников.

ОСУШЕНИЕ ШЕЛЬФОВ СЕВЕРНЫХ МОРЕЙ

Существует единодушное мнение о том, что в периоды оледенений шельфы северных морей, в том числе и омывающих Берингию, были осушены. Об этом свидетельствуют многочисленные геоморфологические данные. На осушенных шельфах существовал более или менее развитый рельеф. В восточноарктическом секторе России на них установлены унаследованно развивающиеся сводово-купольные поднятия, структуры, обусловленные дифференцированным опусканием шельфовой впадины (продольные прогибы и поднятия), блоковые структуры в зонах сдвиговых напряжений, структуры рифтового типа (Патык-Кара и др., 1980). Авторы считают, что, помимо вертикальных движений, способствующих обособлению шельфовых впадин, существенная роль в оформлении арктической окраины континента принадлежала горизонтальным движениям сдвигового типа. В проливе Лонга выделены две толщи: нижняя, континентальная (ранний и средний плейстоцен), и верхняя, морская (поздний плейстоцен) (Грабецкая, Павлидис, 1982). Авторы, однако, не совсем

уверены, что поверхностный горизонт верхней толщи сформирован в морских условиях. Если бы это было четко доказано, пришлось бы отказаться от представления о том, что о-в Врангеля включался в сушу в позднем плейстоцене, когда осушились полярные шельфы.

Во время сартанского периода на осушенных шельфах образовались долины рек (Вейнбергс, 1978). Большинство подводных долин на северных шельфах Евразии имеет эрозионный характер. Они фиксируют две крупные регрессии океана на приблизительно 300 и 100–140 м (Ласточкин, 1977, 1979). На шельфе залива Аляска имеется, по крайней мере, восемь крупных речных долин глубиной 100–400 м, испытывавших выпахивающую деятельность ледника, когда шельф был осушен (Carlson et al., 1982). Таким образом, предположение о рефугиуме леса (Hopkins, 1972) на этом шельфе лишается основания. Река Гудзон была врезана в осушенный шельф на 100 м (Freeland et al., 1981). На севере Лабрадора на глубинах 130–140 м прослежены четкие террасы, самая длинная (до 100 км) находится близ бровки шельфа на глубине 260 м. Она имеет уклон к югу (от 285 м к 235 м) (Fillon et al., 1978). Авторы полагают, что террасы имеют довисконсинский возраст, а самая нижняя, возможно, около 2 млн лет.

Во многих районах ледники выдвигались с постоянной суши на осушенный шельф. На севере Берингова моря такой ледник достигал о-ва Св. Лаврентия (Hopkins, 1972). На континентальном шельфе, юго-восточнее о-ва Нантакет (США) обнаружены позднеплейстоценовые моренные отложения (Bothner, Speaker, 1980). В подводных троговых долинах на шельфе Северной Норвегии залегают моренные отложения, наиболее древние из которых датированы по ^{14}C от 36 до 19 тыс. лет назад. Конечные морены, не достигшие края шельфа всего 50 км, имеют возраст 16–15 тыс. лет (Vogten et al., 1983). Отмечают, что в Массачусетсе 12 тыс. лет назад шельф был осушен до современных глубин 70 м. Затем 2 тыс. лет назад уровень моря повышался со скоростью 1,7 м за 100 лет. Между 10 и 6 тыс. лет назад эта скорость снизилась до 0,3 м за 1000 лет и оставалась такой до 2 тыс. лет назад, после чего она составляет до сих пор около 0,01 м за 100 лет (Oldale, O'Hara, 1980).

ГЛЯЦИОЭВСТАТИЧЕСКИЙ ФАКТОР

В осушении шельфов существенное значение имела гляциоэвстазия – понижение уровня Мирового океана за счет перехода воды в материковые льды. Гляциоэвстазия осуществлялась глобально. Это доказывается тем, что уровень моря существенно понижался в низких широтах, где оледенения не было или оно было столь незначительным, что не могло обусловить гляциоизостатическую деформацию земной коры.

У берегов Северной Австралии во время ледниковых максимумов примерно 53–20 тыс. лет назад уровень моря был почти на 150 м ниже современного (Dortch, Muir, 1980). В северной части Южно-Китайского моря прослежено осушение шельфов до глубины 50 м (Chen, Fang, 1983), а по другим данным, более чем на 100 м (Величко, 1978). Самый низкий уровень Восточно-Китайского моря (на 130 м ниже современного) был 15 тыс. лет назад (Шень, Чжоу, 1982). На противоположной стороне земного шара по аномалии ^{18}O установлено, что в Мексиканский залив 12–11 тыс. лет назад поступила большая масса талых ледниковых вод, обусловившая подъем уровня моря на 1–2 м в 100 лет (Emiliani et al., 1978). Поднятие уровня моря на 3 м около 5,5 тыс. лет назад отмечено на о-ве Марион (Hall, 1977). Береговая линия на высоте 6 м на этом же острове не датирована.

В голоцене не существовало материковых покровов льда, однако уровень моря менялся неодинаково. Между 800 и 1000 лет назад уровень моря на юго-востоке США был близок к современному, но между 400 и 700 лет назад он опустился, что связывается с "малым ледниковым веком" (Кэлхун и др., 1982). Объяснение этой зависимости заключается в увеличении мощности льдов Гренландии и Антарктиды за

счет океана, т.е. прослеживается гляциоэвстатический эффект. Поднятие береговой линии происходило также в тропиках, в частности в Колумбии, где берег поднялся на 3 м около 3 тыс. лет назад (Burel et al., 1981). Тогда опять же отмечалось похолодание и соответственно расширение материковых и морских льдов. Наоборот, уменьшение мощности существующих льдов в оптимальное время голоцена повысило уровень Мирового океана, в результате чего на всех побережьях образовались невысокие террасы. По мнению специалистов, голоценовая трансгрессия на 2–3 м фиксируется в разных районах мира, но причины ее неодинаковы и по большей части дискуссионны (Moriwaki, 1978). На гляциоэвстатический подъем уровня Мирового океана накладывались различные местные геофизические процессы, либо усиливающие подъемы моря (если суша в данном районе опускалась), либо сводящие его на нет (если суша поднималась).

По мнению некоторых авторов (Ивашинников, 1979), роль неотектоники в формировании морских террас нередко преувеличивается в ущерб значению колебаний уровня Мирового океана. Ивашинников предполагает, что механизм их ритмики "заведен" тектоникой и поддерживается на соответствующем уровне планетарными изменениями климата. Существуют, однако, расчеты, по которым уровень Мирового океана поднимется на 66 м, если растают все льды Земли (Калесник, 1951, 1963). Но морские террасы встречаются на более высоких уровнях. Даже на Восточной Чукотке, на р. Курупке, высота морской террасы 80 м (Диков, Казинская, 1980). На западе Чукотского п-ова, территории нынешней Берингии, высота террасы достигает 300 м. На таких высотах морские отложения могли оказаться только в результате поднятия суши.

ГЛЯЦИОИЗОСТАТИЧЕСКИЕ ПОДНЯТИЯ

При оценке современных вертикальных движений не только арктических побережий, но и берегов Мирового океана выделяются крупные зоны поднятий, приуроченные преимущественно к районам гляциоизостазии (Клиге, 1981). Например, гляциоизостатическое поднятие испытывает целый материк – Северная Америка. Это подтверждается тем, что раковины из поднятых и деформированных террас Тихоокеанского побережья США коррелируются по возрасту с морскими отложениями Атлантического побережья США и со стоянками одновозрастного межледникового Южной Великобритании (Wehmiller, 1982). Существует, однако, точка зрения, что на юго-востоке Северной Америки выявленные колебания уровня моря (2–10 м) обусловлены гляциоэвстазией, а поднятия земной коры завершились в раннем плейстоцене (Cronin, 1980).

Явление гляциоизостазии исследовалось в Антарктиде. Было установлено поднятие местности, подвергавшейся интенсивной гляциальной эрозии, т.е. вследствие выноса материала в перигляциальную зону. По предварительной оценке, разница между перигляциальной и субгляциальной поверхностями составляет около 1,5 км и изостатическое поднятие, вызванное этой эрозией, не превышает 0,8 км (Wellman, Tingey, 1981). Для исследователей Северного полушария такие оценки могут показаться фантастическими, но следует заметить, что мощность современного ледового покрова Антарктиды такая же, как в период максимального оледенения в Европе. Поэтому и для Европы существуют расчеты, согласно которым изостатическое погружение в центре московского ледового покрова было значительным, но не достигало 1000 м, а на юго-востоке оно составляло 500 м и менее (Кошечкин, 1979).

Изостатическое всплывание внутренних окраин шельфа Антарктиды А.В. Живаго (1978) объясняет сокращением ледового щита, т.е. фактически ослаблением современной нагрузки этого щита на сушу. В море Дейвиса глубина шельфа меняется от 450–500 до 200 м в направлении к внешней окраине, у Берега Георга – от 520 до 360 м, у Земли Королевы Мод – от 500 до 220 м.

Согласно еще одному источнику, в Антарктиде краевые поднятия на внешней части шельфа, прослеживающиеся почти по всей исследуемой области, можно связать с наличием мощного ледникового щита и, как полагают, объяснить компенсационным поднятием внешней части шельфа, вызванным притеканием подкорового материала (Волокитина, 1979).

Явление гляциоизостазии особенно четко прослежено на островах, в том числе в Южном полушарии, поскольку на островах гляциоизостазия менее инерционна. Самый древний ледник покрывал целиком о-в Южная Георгия вместе с шельфом до глубин 200 м. Быстрое таяние и сильное сокращение ледника к концу этого периода сопровождались высокими скоростями изостатического поднятия, чем объясняется нахождение сцементированных древних (средний висконсин или сангамон) береговых осадков (пески и галечники мощностью 1,2–4 м) на высотах до 52 м (Clapperton et al., 1978).

Следующее оледенение было менее значительным по масштабу, и его деградация привела к меньшему поднятию, в результате которого образовались береговые террасы высотой 7,5 м. Сходные процессы происходили, как отметили авторы, на Южных Шетландских островах. В Северном полушарии на западе о-ва Дisko ледник отступил из фьордов 8 тыс. лет назад, и в ходе его отступления поднимались берега. Их поднятие завершилось 3 тыс. лет назад (Doppler, 1978). Автор указал, что уровень моря поднимался до 85 м, но, вероятно, морские отложения на этой высоте отражают подъем суши, а не моря.

По представлениям Б.И. Кошечкина (1981), в конце межледниковой эпохи и начале следующего оледенения происходят исключительно тектонические движения, но по мере накопления льдов вступают в действие гляциоизостатические силы. Он отметил также, что, поскольку межледниковья более длительны, чем ледниковья, в плейстоцене преобладали по времени собственно тектонические движения. В Прибалтике новейшие добореальные (9 тыс. лет назад) движения носили гляциоизостатический характер. Высокие скорости этих движений полностью вуалировали собственно тектонические поднятия и опускания. Максимум гляциоизостатических движений приходится на период 12–11 тыс. лет назад. Новейшие движения за последние 9000 лет имели тектоническую природу. Их скорость сократилась в 6–7 раз. Диапазон современных движений, охватывающих последние 100–150 лет, составляет 4–5 мм/год (Гуделис, 1981). В 60 км к востоку от Хельсинки скорость поднятия суши (с учетом поднятия уровня моря) составляет 1,8 мм/год (Granö, 1981). Здесь из моря поднимается оз, вершины которого в настоящее время образуют цепочку островов.

Гляциоизостатическое поднятие отмечено в Квебеке лишь за последние 7 тыс. лет. Между 7 и 5 тыс. лет назад его скорость составляла 4–5 см/год, а позднее от 0,3 до 1 см/год. На севере суша поднялась на 120 м, на юге – на 180 м, причем поднятие гораздо меньше, чем на юго-востоке Гудзонова залива (Gray et al., 1980). На о-ве Сомерсет гляциоизостатическое поднятие происходит со скоростями 46 см за 100 лет на западе и примерно 28 см за 100 лет на востоке (Duke, 1983). Согласно обзорным данным (Никонов, 1978), бывшая гляциальная зона Северной Америки характеризуется равномерным куполообразным поднятием со скоростью 3–10 мм/год; в бывшей перигляциальной зоне наблюдается переход от поднятий к слабым опусканиям со скоростями 1–3 мм/год; в экстрагляциальной зоне крупные участки поднятий (до 5 мм/год) чередуются с участками опускания (до 4 мм/год), причем те и другие связаны с геологическими структурами и рельефом. Наконец, в приатлантической зоне 100–200 мм господствует опускание (от 2 до 6 мм/год).

Весьма детально исследована история гляциоизостатического поднятия Шпицбергена и Скандинавии. Последледниковое поднятие береговых зон Шпицбергена и Гренландии некоторые авторы расценивают как неотектоническое, имеющее волноподобный характер (Григорьев, 1946а, 1970). Однако на Шпицбергене установлено, что

изостатические движения земной коры были обусловлены изменениями мощности льда в центре архипелага, причем мощность толщи льда определялась его температурой, а не количеством осадков или характером баланса поверхностных слоев ледника (Baranowski, 1977). 11–7 тыс. лет назад сократились ледники и произошло интенсивное поднятие архипелага, скорость которого еще более возросла во время климатического оптимума 7–3,5 тыс. лет назад (Baranowski, l.c.). Параллельно поднятию опускавшейся ранее суши происходило опускание поднятых ранее территорий вдоль окраин ледовых покровов, в том числе шельфов, которые постепенно заливались морем. 3,5–2 тыс. лет назад на Шпицбергене происходил рост ледников, сопровождавшийся изостатическим опусканием суши. Затем шел обратный процесс: 7,5–2 тыс. лет назад ледники сокращались, а суша поднималась и береговая линия отступала (Baranowski, 1977).

Некоторые исследователи предпочитают не признавать гляциоизостатические движения на арктических островах. Так, основываясь на датировках из каргинских отложений террас на о-ве Октябрьской Революции, В.М. Макеев и др. (1981) считают, что на востоке западного сектора Арктики не было значительных гляциоизостатических движений в поздне- и послевюрмское время, но в каргинский период были существенны неотектонические движения, которые обусловили образование лестницы террас. Однако сами по себе датировки не свидетельствуют о причинах вертикальных движений суши.

Скорость гляциоизостатического поднятия между 11–10 тыс. лет назад на севере Шпицбергена достигала 2 м в 100 лет (Salvigsen, Österholm, 1982). На п-ове Бломслетта береговые линии теперь находятся на высотах до 61 м (Pewe et al., 1982). На о-ве Стурё (Шпицберген) береговая линия на высоте 66 м образовалась около 10 тыс. лет назад. Ниже расположенные береговые валы формировались 7,2–3,2 тыс. лет назад, когда остров освобождался ото льда или ледник был маленький. Теперь он перекрывает поднятые береговые валы (Jonsson, 1983). Однако в XX в. на Шпицбергене (Земля Оскара II) происходила дегляциация, в результате которой образовывались озера в маргинальных зонах ледников. Они усиленно заполняются осадками, влекомыми тальми водами, и постепенно деградируют при образовании рек, пропиливающих подпорные морены (Sendobry, Marszelewski, 1982).

Земля Короля Карла (группа островов юго-восточнее Шпицбергена) 10–9 тыс. лет назад испытывала гляциоизостатическое поднятие с очень большой скоростью – 4,2 м в 100 лет. В следующее тысячелетие эта скорость резко снизилась – до 1,4 м в 100 лет. В интервале 8–1 тыс. лет назад поднятие происходило еще более замедленно, но с постоянной скоростью 0,6–0,8 м в 100 лет, а в последнее тысячелетие она упала до 0,3 м в 100 лет (Salvigsen, 1981). При этом высота наиболее высоких террас достигает 120 и 100 м. Голоценовый их возраст доказывается находками на террасе высотой 100 м древесины, датированной 9790 ± 120 и 9850 ± 80 лет. Возраст пемзовых горизонтов определен в 5240 ± 70 лет на высоте 32 м, 3110 ± 80 лет на высоте 17 м, 3240 ± 190 лет на высоте 14 м, что, как отметил автор, не соответствует возрасту пемзового горизонта на Свальбарде (около 6,5 тыс. лет). Примечательно, что среди плавника на 70-метровой террасе о-ва Свенскё определен американский вид ели – *Picea mariana*. На террасах высотой 60–70 м, помимо голоценовых остатков, имеются также древесина, раковины и китовые кости возрастом 40–50 тыс. лет. Они вымыты из слоев начальных этапов средневюрмского интерстадиала.

За последние 100 лет ледники на Шпицбергене сильно сократились, но изостатические последствия этого почти неощутимы (Baranowski, 1977). Возможно, здесь достигнуто равновесие между поднятием суши и моря. В некоторых районах, например в эстуарии р. Св. Лаврентия, установлено, что в течение последних тысячелетий существует относительное равновесие между эвстатическим уровнем моря и гляциоизостатическим поднятием суши (D'Anglejan, 1981). Скорость поднятия уровня моря равна скорости поднятия суши. По-видимому, это характерно для

низменных районов, окруженных возвышенными, скорость поднятия которых выше. Отметим, что в приатлантической Канаде со времени поздневисконсинского оледенения береговая линия постоянно изменялась. Фьорды образовались при дегляциации. Морские абразионные террасы находятся теперь на высоте 35–70 м. На севере Ньюфаундленда гляциоизостатическое поднятие достигает 150 м, уменьшаясь на востоке, к п-ову Авалон. Современная скорость поднятия побережья достигает 0,5 см в год. Формирование засоленных маршей обусловлено приливами и малой энергией волн (Roberts, Robertson, 1986).

Северо-восточная часть о-ва Элсмир находилась в изостатическом равновесии в интервале 11–8 тыс лет назад, затем 8–2,6 тыс. лет назад она медленно поднималась в связи с отступлением ледника, а после этого произошел быстрый подъем, вызванный резким сокращением ледовой нагрузки (England, 1983).

Детальные исследования древних береговых линий на пяти участках в Фенноскандии, Шотландии и Ирландии показали, что вдоль границы последнего послеплейстоценового оледенения (13–9,5 тыс. лет) имел место существенный (40–180 м) гляциоизостатический подъем земной коры. В ходе дегляциации скорость подъема суши вначале возрастала, а после 8 тыс. лет назад замедлилась (Synge, 1980).

Допускается, что на западе Гренландии ледниковый покров захватывал континентальный шельф примерно на 50 км от современной береговой линии. На востоке Гренландии преобладали фьордовые ледники. Примерно 10 тыс. лет назад область шельфа и устья фьордов были свободны ото льда; около 7 тыс. лет назад фронт ледника отошел дальше своего современного положения; начиная с 5 тыс. лет назад медленная осцилляция охватила все секторы края внутриматерикового ледника. Во всех районах начало восстановления изостатического равновесия имело место 10–9 тыс. лет назад (Фандер, 1982).

В Северо-Восточной Гренландии более древняя серия береговых форм рельефа (террасы с уступами 7–8,5 м, береговые валы) на высоте до 15 м датирована по раковинам в 7,5 тыс. лет, но эти же формы рельефа прослеживаются на высоте 6–8 м над ур. моря и соответствуют возрасту 6 тыс. лет, т.е. коррелируют со среднефландрской трансгрессией Европы. Поэтому Ч. Хджорт (Ch. Hjort, 1981) считает, что они образованы в результате подъема уровня моря, а не суши. Однако то, что древние террасы подняты выше, чем более молодые, говорит о гляциоизостатическом поднятии суши в результате сильной протайки гренландского ледника.

О поднятии Лабрадора свидетельствует повышение порога в проливе, соединяющем оз. Мелвилл с морем. 5 тыс. лет назад этот порог был на 20 м глубже современного положения, 7 тыс. лет назад – на 50 м и в конце морской трансгрессии, 7,5 тыс. лет назад, – на 90 м (Vilks, Mudie, 1983).

Возраст приморских озер в Исландии оказался в диапазоне 330 ± 40 – 395 ± 40 лет (Nakansson, 1983). Это говорит о продолжающемся поднятии Исландии, в результате которого происходит изоляция лагун и превращение их в озера. Гляциоизостатическое поднятие, продолжающееся до сих пор, характеризует Данию, Норвегию, Швецию, Финляндию, Исландию (Mangerud, 1982). В Южной Норвегии установлены значительные различия в колебаниях уровня моря между отдельными районами, особенно между фиордовыми восточными, ранее покрывавшимися мощными ледниками и испытывавшими значительные понижения берега, и периферийными западными и южными, раньше освободившимися от ледника. В этих последних прослежены морские трансгрессии, соответствующие поздне- и послевислинскому времени, причем самые высокие морские уровни здесь располагаются гораздо ниже, чем в восточных фиордовых районах (Hafsten, 1983).

Переходы от гляциоизостатических поднятий к опусканиям могут быть весьма резкими. Так, западная часть п-ова Камберленд (Баффинова Земля) в голоцене поднималась, тогда как восточная опускалась, что, по всей вероятности, объясняется положением в зоне перехода между гляциоизостатическим поднятием, характерным

почти для всей Канады, и областью опускания, располагавшейся за пределами ледникового щита или в его краевых частях (Dyke et al., 1982).

Некоторые авторы считают, что действие гляциоизостазии уже прекратилось (по крайней мере в Фенноскандии), а ее пики были связаны с образованием разломов, трещиноватостью и сейсмичностью (Mörner, 1979). Автор не отрицает современные движения, но считает, что природа их иная, чем гляциоизостазия. Общей реакцией на последнее материковое оледенение были поднятие в центре Фенноскандии на 830 м и опускание бассейна Северного моря на 170 м (Mörner, 1979, 1980).

Таким образом, принцип гляциоизостазии подтверждается на большом материале из разных северных регионов как для цикла последнее оледенение—голоцен, так и для более ранних циклов оледенение—межледниковье. Для всех пунктов побережий северных морей Азии установлен колебательный характер вертикальных движений суши (Победоносцев, 1980). Это можно расценивать как косвенное подтверждение гляциоизостатических движений, связанных с чередованием оледенений и межледниковий, в которые соответственно происходили регрессии и трансгрессии моря.

Согласно Е.Н. Былинскому (1983), в бассейне р. Печоры причинами морских плейстоценовых трансгрессий являются остаточные гляциоизостатические опускания земной коры под воздействием ранне- и среднеплейстоценовых оледенений в сочетании с запаздыванием при таянии ледников компенсационного гляциоизостатического поднятия земной коры по отношению к гляциоэвстатическому подъему уровня Мирового океана. Аналогичные процессы происходили вдоль всей северной окраины Евразии.

Наличие многочисленных свидетельств в пользу гляциоизостазии, разумеется, не означает, что все имеющиеся данные о вертикальных движениях суши и моря согласуются с этой концепцией. Следовательно, существовали и другие причины изменений уровней суши и моря. Особое значение имеют тектонические движения. В регионах, подвергавшихся оледенению, тектонические движения инициировались гляциоизостазией (Панов, 1946) и, по-видимому, могли либо совпадать, либо не совпадать по знаку и в таком случае выступать в качестве компенсирующего фактора, что, однако, создавало дополнительные напряжения в земной коре.

СВЯЗЬ ГЛОБАЛЬНОЙ ТРАНСГРЕССИИ И ГЛЯЦИОИЗОСТАЗИИ

Причинами морских плейстоценовых трансгрессий на севере Евразии, в том числе и на территории Берингии, являлись остаточные гляциоизостатические опускания земной коры в сочетании с запаздыванием компенсационного гляциоизостатического поднятия земной коры после таяния ледников и гляциоэвстатическими колебаниями уровня Мирового океана (Горбацкий, 1964; Былинский, 1980). Б.И. Кошечкин (1979) считает, однако, что трансгрессии на севере Европы были обусловлены просадкой суши под давлением ледника во время его максимального развития.

Следует отметить, что трансгрессивными периодами считаются не только те, во время которых море заливало современную сушу, но и те, во время которых был затит только шельф. Поэтому широко распространено представление, что во время плейстоценовых трансгрессий уровень океана существенно не превышал современный (Шербаков, Чистяков, 1981). Другие авторы считают, что только за последние 125 тыс. лет уровень океана был близок к современному и остатки морских организмов на высоте уже более 10 м над ур. моря следует считать результатом неотектонических движений (Lalou, Duplessy, 1977). Однако имеется много данных из разных регионов о том, что уровень океана значительно повышался. Вместе с тем это можно истолковать иначе — как результат опускания суши в каждом конкретном районе. Исключение составляет представление о глобальной трансгрессии, которая не достигла +10 м по отношению к современному уровню.

Голоценовая трансгрессия Японского моря отмечена торфяниками на глубине 101 м (14,1 тыс. лет назад), 67 м (13,9 тыс. лет) и 30 м (11–10 тыс. лет назад), а 7 тыс. лет назад уровень моря поднялся по сравнению с современным на 16–18 м (Каплин, 1982).

В Беринговом проливе в максимум последнего оледенения 19 тыс. лет назад уровень моря понижался на 90–70 м, а затем до 10 тыс. лет назад он постепенно повышался до отметок 20–5 м ниже современного уровня (McManus, Creager, 1984). Таким образом, в начале голоцена еще возможна была связь Чукотки с Аляской в виде узкого перешейка. 12–11 тыс. лет назад уровень моря на Западной Чукотке стабилизировался на уровне – 8 м, а 13,4 тыс. лет назад он был на уровне – 11 м (Вейнбергс, Розенблатс, 1982). Согласно этим же авторам, на севере Чукотки район Чаунской губы в голоцене испытывал поднятие приблизительно на 50 м (Паракецов, 1961; Вейнбергс, Розенблатс, 1982). В результате Чаунская низменность осушилась.

И.Д. Данилов и др. (1980, 1982) считают, что в максимум голоценовой трансгрессии уровень моря на севере Чукотки превышал современный на 3–4 м, но при этом береговая линия сохраняла свое положение, так как поднятие уровня моря компенсировалось осадконакоплением в виде баров. По его мнению, голоценовый бар не менял своего положения за все время изменения уровня моря от –12 до +4 м. Получается, что бар образовался на суше. Наличие на всем побережье Чукотки террас высотой 3–4–5 м с лайдами не согласуется с этим представлением, однозначно свидетельствуя, что уровень моря в голоцене был выше, чем теперь, тем более что низменные побережья Чукотки опускаются, а не поднимаются (Ионин и др., 1960). На юге Чукотки позднеплейстоценовые отложения на реках Осиновая и Танюер, имеют лиманный или болотный генезис (Новейшие отложения..., 1980). Если они действительно лиманные, то это значит, что трансгрессия проникала вдоль р. Анадырь очень глубоко и ее воды ушли с суши благодаря поднятию последней.

Полагают, что на Чукотке было не четыре, а шесть–семь трансгрессий моря в плейстоцене (Новейшие отложения..., 1980). Это позволяет предполагать и соответствующее число оледенений, хотя до сих пор нам известно лишь о трех их периодах.

Каргинское море проникало в глубь Таймыра по остаточному некомпенсированному гляциоизостатическому прогибу, оставшемуся после зырянского оледенения (Андреева, 1980). Море проникало до северо-западных отрогов Путорана и, вероятно, частично захватывало их. По окончании последнего оледенения море проникало только на восток Таймыра, занимая бассейн Хатанги (Антропоген Таймыра, 1981). В планктоне и бентосе озер Лама, Кета и др. на северо-западе Путорана обнаружены морские солоноватоводные реликты и байкальские эндемики. Происхождение первых связывается с большехетской и кочковской трансгрессиями с дальнейшей их адаптацией к пресной воде. Байкальские формы представляют собой остатки неогеновой фауны, некогда широко распространенной (Чувардинский, 1973).

Еще В.Н. Сакс полагал, что расселение морских организмов в озера на северо-западе Путорана связано с каргинской трансгрессией (Троицкий, 1975). Сам же Троицкий считает, что их миграция произошла во время позднеледниковой трансгрессии (14–12 тыс. лет назад), между ньяпанской и норильской стадиями оледенения. Он пишет (1975): "Льды норильской стадии... опускались в обширное Норильское озеро, пережившее эту стадию оледенения и служившее – вплоть до снижения уровня и распада его на дочерние озера (Пясино, Мелкое и другие) – общим местом обитания морских иммигрантов" (с. 142). По мнению автора, морские реликты в горных озерах на высоте 230–280 м свидетельствуют о том, что во время трансгрессии эти озера находились на значительно меньшей высоте вследствие гляциоизостатической просадки Путорана.

Показано, что в низовьях Енисея аналог йольдиевой трансгрессии I террасу ранее

относили к каргинскому времени; следовательно, I терраса в низовьях других крупных рек Сибири также является не плейстоценовой, а голоценовой (Одинец, Тихомиров, 1983). Ее возникновение связано с гляциоизостатическим поднятием суши и соответственно усилением вреза рек.

Послеледниковая трансгрессия проявилась в Охотском и Японском морях, при этом она имела пульсирующий характер, а различная высота разновозрастных береговых линий, ныне затопленных, объясняется неотектоническими движениями (Хершберг и др., 1982). Отмечается, что современные побережья Охотского моря сходны с побережьями в максимумы трансгрессий казанцевского, каргинского и фландрского периодов (Денисов, 1979). Характерно, что даже в Японском море палеогеографические события согласуются с гляциоизостазией и гляциоэвстазией. В заливе Петра Великого в позднеледниковый минимум в верхнем плейстоцене уровень моря располагался на 120–130 м ниже современного. Во время внутривюрмского (каргинского) межледниковья максимальный подъем уровня моря зафиксирован на 15 м ниже современного, а в атлантическое время в голоцене уровень моря был на 2–2,5 м выше настоящего и затем снизился до современного (Марков, 1978). Около 800 лет назад в Японии наступило кратковременное потепление и уровень Охотского моря в это время повышался на 2 м (Yoshino, Urushibara, 1978).

Весьма показательное действие гляциоизостазии прослежено в Британской Колумбии. Вашонский ледник в этой стране имел мощность более 1800 м и создал широкую гляциоизостатическую депрессию, возможно более 400 м, захватив всю территорию современной низменности Фрейзер. Быстрое стаивание ледника 13–11 тыс. лет назад обусловило вторжение морских вод в депрессию до 50 м выше современного уровня моря. Ледник оставался еще на восточных предгорьях и иногда вторгался в залив, соленость в котором была ниже нормальной и ассоциации фауны сходны с современными Северной Аляски, т.е. более чем на 1600 км севернее (Armstrong, 1981).

Подобная ситуация складывалась вдоль всего побережья Британской Колумбии. Отмечается, что в западной части о-ва Ванкувер в позднем висконсине уровень моря был на 25–24 м выше современного (Clague, 1981; Clague et al., 1982). По одним данным, в бассейне р. Колумбии верхней хронологической границей последней трансгрессии признается дата 13 тыс. лет (Mullineaux et al., 1978); согласно другим – во время дегляциации, 13 тыс. лет назад, побережье Британской Колумбии находилось на 200 м выше уровня моря, а около 8 тыс. лет назад оно оказалось на 12 м ниже современного уровня в результате его поднятия (Clague et al., 1982).

Приблизительно до 5,5 тыс. лет назад уровень моря поднимался очень быстро, а затем изменялся мало. Гляциоизостатическое поднятие наиболее интенсивно происходило в интервале 11,5–8 тыс. лет назад, но оно продолжается до сих пор. В том же интервале климат был теплее современного и оставался теплым до 6,6 тыс. лет назад (Clague, 1981).

В настоящее время внешняя зона побережий Британской Колумбии поднимается со скоростью 2 мм/год, тогда как внутренние их зона опускается со скоростью 1–2 мм/год. Кроме гляциоизостазии, в этом процессе участвует и чисто тектонический компонент (Riddihough, 1982). Автор отметил неясность причины одинаковой скорости поднятия западной, активной, и восточной, пассивной, окраин Канады. Однако показано, что на востоке Канады, в Квебеке, трансгрессия не была одновременной, поскольку и отступление ледника на участке между Монреалем и Оттавой происходило неодновременно. Западная часть территории освободилась ото льда и была залита водами Шамплейнского моря раньше, чем восточная часть района, между Лашнотом и Монтбелло. В восточной части района море распространялось до высоты 205 – 210 м, а в западной – до 195 – 198 м. В долине Гатино морская ингрессия произошла не раньше 12,2 тыс. лет назад, а в долине Руж близ Калюме – не позднее 11,1 тыс. лет (Richard, 1980). На севере Канады залив Унгава освободился ото льдов 7,5–7 тыс. лет назад, и сразу произошла трансгрессия (Gray et al., 1980).

Скорость повышения уровня моря зависит от расстояния до прежнего ледникового центра, что подтверждено изучением поднятия уровня моря в Новой Шотландии, где на о-ве Сейбл у внешнего края шельфа установлено поднятие на 20 м, тогда как на прибрежной суше оно значительно меньше (Scott et al., 1984). Скорость поднятия уровня моря зависит и от скорости поднятия суши, а последняя может различаться на одном и том же уровне, что связано с мощностью ледовой толщи на разных участках, т.е. в конечном счете — с рельефом. Полагают также, что на гляциоэвстазию и изостазию влияет асимметрия ледниковых процессов, например медленный рост ледникового покрова и быстрое его сокращение (Ludwig, 1978, Ludwig et al., 1976).

В северных районах Великобритании на эвстатический фактор накладываются мощные гляциоизостатические процессы, в результате которых древние береговые линии деформируются, поднимаются или опускаются в сторону от изостатического поднятия и погребаются (Jardine, 1981). На юго-востоке за последние 10 тыс. лет уровень моря повысился на 30–40 м (Kidson, Heyworth, 1978). По другим данным, эвстатические пляжи миндель-рисса подняты на Британских островах на 25 м, рисс-вюрма на 5 м, а образовавшиеся 5 тыс. лет назад опущены под уровень моря на 3 м (Mitchell, 1975).

На п-ове Бутия (север Канады) морские отложения установлены лишь вблизи современной береговой линии. Их возраст 9230 ± 130 лет (Dyke, 1979a). На о-ве Сомерсет морские отложения голоцена датированы 9270 ± 90 лет (Dyke, 1978). На Баффиновой Земле внешняя часть залива Фробешер освободилась ото льда 11 тыс. лет назад, и с тех пор произошло относительное падение уровня моря на величину от 20 до 120 м. В настоящее время район испытывает погружение, которое началось 2,5–1,5 тыс. лет назад (Miller et al., 1978–1980). Южнее на северном побережье Квебека после дегляциации примерно 10–9 тыс. лет назад уровень моря повышался на 100 м близ Годбута и на 130 м близ Сент-Иль (Dredge, 1983). Понятно, что речь идет не о действительном поднятии уровня моря на такую высоту, а об опущенной суше во время дегляциации и ее последующем воздымании до указанных уровней. В заливе Джеймса трансгрессия достигала высоты 290 м и происходила одновременно с таянием ледника. Затем началось изостатическое поднятие со скоростью 9 м за 100 лет в течение первой тысячи лет; 5,8 м за 100 лет в последующие 3 тыс. лет и лишь 0,9 м за 100 лет за последние 4 тыс. лет. В настоящее время воздымание происходит со скоростью 2–3 мм/год на южном побережье и 5 мм/год на восточном (Hardy, 1982). По другой оценке, берега залива Джеймса поднимаются со скоростью 0,7–1 м за 100 лет (Martini, 1981). Согласно еще одной оценке (Glooschenko, Walter, 1980), маршевые экосистемы в заливах Джеймса и Гудзоновом возникли в результате гляциоизостатического поднятия, начавшегося 8–7,4 тыс. лет назад и продолжающегося поныне со скоростью 1–1,5 см/год. Они контролируются современными и древними береговыми валами, процессами весеннего ледохода и притоком речных вод.

В Западной Финляндии самая древняя береговая линия (возраст 9,4 тыс. лет) находится на высоте 203 м над ур. моря (Salomaa, 1982). Для окрестностей Хельсинки на то же время показано начало трансгрессивной фазы, в ходе которой к рубежу 9 тыс. лет назад уровень поднялся на 7 м (от абс. высоты 57 м до примерно 64 м) (Eronen, Naila, 1982). Это различие свидетельствует о разной скорости поднятия суши. Ко времени 8 тыс. лет назад уровень моря близ Хельсинки упал на 30 м (от 64 до 34 м) и в последующие 2 тыс. лет оставался более или менее постоянным, т.е. скорость эвстатического подъема литориновой стадии была равна скорости изостатического поднятия суши (Eronen, Naila, 1982). В Западной Финляндии 9–8 тыс. лет назад (стадия анцилового озера с максимальным уровнем 94 м) средняя скорость регрессии была 7,6 м за 100 лет, а 8–6,7 тыс. лет назад (стадия литоринового озера с конечным уровнем 80 м и даже 82–85 м) — только 1,1 м за 100 лет. Между анциловой и литориновой стадиями имела короткая фаза моря со слабой соленостью (связь с океаном) — мастоглоевая (Salomaa, 1982). В Норвегии (Нери) береговая линия 10 тыс.

лет назад находилась на 130 м выше, чем сейчас, 9. тыс. лет назад – только на 60 м, затем ее высота постепенно снизилась, и 4 тыс. лет назад она была только на 20 м выше нынешней, после чего также постепенно понизилась до современного значения. Предполагается, что в позднем дриасе верхняя граница моря могла быть на 123–135 м выше, чем теперь. Смещение береговой линии за последние 6 тыс. лет связано с гляциоизостазией (Ramfjord, 1982).

На Европейском Севере интенсивное гляциоизостатическое поднятие Соловецких островов обусловило формирование в голоцене пяти морских террас (Никишин, 1984). На Пясино морские отложения залегают на отметках до 220 м (Троицкий, 1979). Но следы ямальской трансгрессии на высоте до 200 м Дж. Андреус (Andrews, 1978, 1982) объясняет не изостазией, а повышением уровня моря из-за блокирования Берингова пролива льдами. Однако такое объяснение представляется нереальным, хотя некоторые движения суши в плейстоцене, видимо, не были связаны с гляциоизостазией. На восточном побережье моря Лаптевых голоценовые отложения слагают террасы высотой 10 м и ниже (Плахт, 1979).

ГЛАВА 5

САМАРОВСКОЕ ОЛЕДЕНЕНИЕ (ИЛЛИНОЙС)

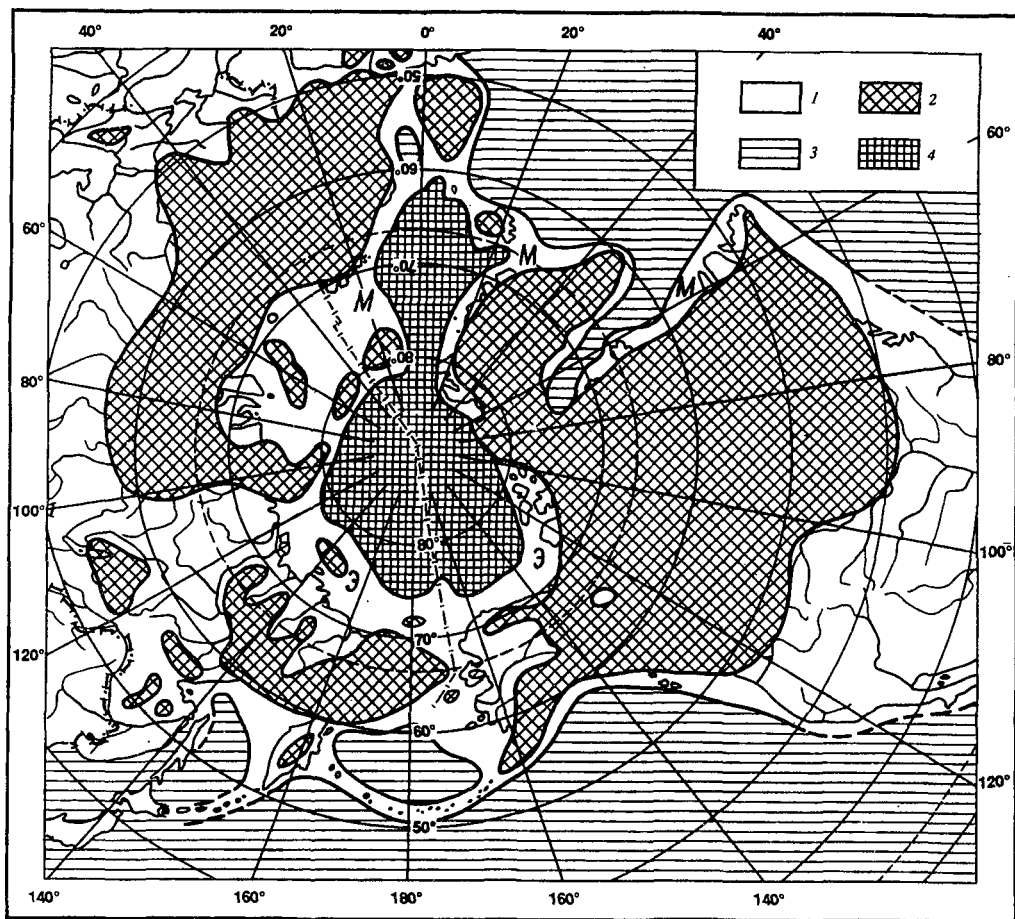
ОЛЕДЕНЕНИЕ БЕРИНГИИ

Появление мости суши начиная с середины плейстоцена вполне обоснованно согласуется с периодами оледенений. Лед связывает огромное количество воды, в результате чего уровень Мирового океана понижается. Кроме того, лед оказывает сильное давление на земную поверхность и вызывает ее прогибание¹. Эти два фактора, по Д. Хопкинсу (1973, 1976), Дж. Дайсону (1966) и многим другим авторам, служили причиной обнажения огромных шельфовых пространств, включая БМС. В плейстоцене мост возникал, вероятно, 5 раз (или по крайней мере 3). Наиболее значительным оледенением было самаровское (рисское, иллинойское), но даже в этот период на севере Азии оставались большие пространства, не занятые льдом (рис. 16). По Д. Хопкинсу (1873, 1976), "уровень моря упал на 135 м и ниже современного, и береговая линия отступила вплоть до самой высшей части шельфа восточного сектора Берингова моря, в то время как ледники покрыли горные районы Аляски. На Чукотке возник ледниковый покров, который распространился по осушенному континентальному шельфу северной части Берингова моря, достигнув в конечном счете о. Св. Лаврентия" (1973. С. 43).

Чукотка покрывалась льдами практически полностью, однако, согласно О.М. Петрову (1965), верхние части гор большей частью оставались свободными ото льда. Однако площадь осушенных шельфов превосходила площадь, покрытую льдами. Шельфы соединяли Сибирь и Аляску, которая с юга была ограничена покровным оледенением Канады. Ряд животных мигрировали из Азии на Аляску, поэтому Г. Таунз (Townes, 1963) и Ч. Репеннинг (Repenning, 1967) называли Аляску иллинойского времени биогеографическим придатком Сибири. Современную фауну Аляски с маммологической точки зрения невозможно отделить от фауны прилежащих частей Канады, поскольку на Аляске обитают столь специфические животные, как мускусная крыса, иглошерст, ряд мелких грызунов (Кобельт, 1903).

Мнение О.М. Петрова (1963; Petrov, 1967) о том, что среднечетвертичные морены находятся ниже современного уровня моря, согласуется с наличием обнажений моренных отложений в берегах Колочинской губы (Васьковский, Терехова, 1970) и Ванкаремских лагун (Гасанов, 1969), которые эти авторы относят к верхнему

¹ Поскольку доледниковые вертикальные колебания суши в районе Берингова пролива отмечались только по тектоническим причинам, то эти колебания отличались от таковых в ледниковые периоды. Отличия заключались в том, что тектоническое поднятие, очевидно, было однонаправленным для всего берингийского сектора, включая сушу и материковые отмели. Это означает, что при осушении последних суша также поднималась, а не опускалась, как в ледниковое время. Если вертикальные колебания суши происходили локально, по блокам, то они не характеризовались закономерностью, свойственной ледниковым периодам, когда погружению одних частей соответствовало поднятие других.



Р и с. 16. Циркумполярное кольцо суши в период максимума самаровского оледенения (рефугиум на р. Маккензи, по: Ball, 1963)

1 – суша, свободная ото льдов; 2 – материковые льды; 3 – море; 4 – паковые льды

плейстоцену. Южнее, в 34 км от устья р. Ванкарем, такая морена отмечена Ш.Ш. Гасановым (1969), который считает, что она от первого позднеплейстоценового оледенения. Однако таковыми являются конечные морены в 10 км к югу от устья Рекууля, а более северные, да еще и захороненные морены – более ранние. Вероятно, эта же морена на юге Чукотки вскрывается в основании ряда обнажений по берегам залива Онемен, Анадырского и Канчаланского лиманов. Ш.Ш. Гасанов (1969) считает ее "континентальным аналогом пинакульских отложений". К ним же он относит морену, вскрытую скважинами близ пос. Шахтерского, между гряд Нерпичьей и Гребешки.

По всей совокупности данных можно предполагать, что захороненные морены вдали от крупных горных сооружений являются самаровскими (иллинойскими). В заключительной главе своей книги Ш.Ш. Гасанов (1969) приходит к этому же мнению. Он считает, что "в максимальную фазу развития долинные ледники (Q_1^2) в прибрежных низменностях и в межгорных впадинах сливались в мощные покровы подножий аляскинского типа. Наиболее крупный ледник подножий возник в Нижне-Анадырской низменности. Край ледника выдвигался, по-видимому, далеко на восток по дну современного Анадырского залива" (с. 198). Таким образом, во внутренних частях БМС льдов, вероятно, не было, но обстановка была суровой и, как справед-

ливо полагал Г. Симмонс (Simmons, 1913), аналогичной современной обстановке на Канадском Арктическом архипелаге, а также на Земле Пири.

По мнению Д. Хопкинса (Hopkins, 1972), к максимуму иллинойского оледенения на шельфе был умеренно морской климат. В настоящее время Д. Хопкинс (1973, 1976) считает, что Анадырский залив не осушался в период иллинойского оледенения. В пользу этой точки зрения имеется датировка морских отложений на мысе Дионисия близ Анадыря 184 ± 22 тыс. лет (Свиточ, 1976).

Низменные побережья Чукотки были свободны ото льдов (Гитерман и др., 1968). Согласно тому же источнику, в первой фазе оледенения на этих побережьях существовала заболоченная, а местами кустарниковая тундра с березкой и ольховником²; во второй фазе на северном побережье Чукотки развилась перигляциальная растительность с обилием сибирского плауна. В данной работе говорится о непрерывном существовании материковых отмелей, а также об отсутствии льдов в Анадырско-Пенжинской депрессии.

В более южных районах Восточной Сибири, на месте бывших сплошных лесов существовали открытые парковые леса, чередующиеся с кустарниковыми (типа верещатников) безлесными участками. Во второй половине самаровского времени в этих местах возросла роль ксерофитов, которые продвинулись в районы, прежде занятые тундрой и лесотундрой (Гитерман и др., 1968; Giterman, Golubeva, 1967). Согласно представлениям Э.А. Вангенгейм, "в Восточной Азии перигляциальная зона включала обширные пространства от южных пределов континентальных льдов до Северного Китая... северные тундростепи граничили с аридными центральноазиатскими степями и полупустынями" (Vangengeim, 1967. С. 85). Степные животные продвигались на север, а тундровые на юг, и на огромной территории происходило их смешение. В одних слоях обнаруживаются остатки песка, дикого осла, сайги и северного оленя. Отмечены интенсивные миграции животных и растений на север с гор южной Палеоарктики, а также евразийских — в широтном направлении.

В среднем плейстоцене в южных районах Евразии был широко распространен шерстистый носорог (*Coelodonta antiquitatus*), питавшийся в основном травой (Гаррут и др., 1970). В северных районах Сибири остатки этих носорогов находят значительно реже, хотя они были обнаружены даже на островах Северного Ледовитого океана. И совсем недавно на западе Берингии найдены остатки шерстистого носорога, на чем остановимся позднее более подробно. По-видимому, его экология была весьма сходна с экологией сайги, овцебыка, ледникового зубра и других мигрантов через БМС.

В.И. Громов (1948) высказал предположение, что шерстистый носорог (*Coelodonta antiquitatus*) прибыл и исчез на Крайнем Севере Сибири, когда Берингов пролив был открыт (Гаррут и др., 1970); при этом В.И. Громов имеет в виду рисс и рисс-вюрм. На этот счет есть два возражения. Во-первых, в рисское время БМС существовал наряду с перигляциальными ландшафтами. Так что шерстистый носорог мог продвигаться лишь к северу. Второе — в рисс-вюрме растительность Сибири была лесной (Гитерман и др., 1968) и, по-видимому, для шерстистого носорога являлась неблагоприятной стацией. Таким образом, шерстистый носорог мог бы пройти в Америку, если бы экологические условия на Северо-Востоке Азии были адекватны его жизненным требованиям, хотя для проникновения его были и другие причины. То, что этот носорог не появился в восточной части Берингии в позднем плейстоцене, свидетельствует, скорее всего, о глубоком различии условий существования в перигляциальной зоне западной и восточной частей Берингии.

Ю.П. Баранова и С.Ф. Бискэ (1964) относят лесотундровые и озерно-болотные ландшафты II террасы Алдана к среднему отделу плейстоцена и считают, что "состав фауны, результаты карпологического и палинологического анализов отложений II террасы Алдана свидетельствуют об очень холодном климате, соответствующем

² Произрастание ольховника в то время близ северного, да и близ южного побережий Чукотки кажется в высшей степени маловероятным.

среднечетвертичному оледенению" (с. 45). Однако в составе видов, который приводят эти авторы, фигурируют *Larix dahurica*, *Rubus idaeus*, *Potamogeton* sp., *Iris*, *Nepeta*, Трпа и др. Два последних рода известны в Якутии только по ископаемым остаткам и отсутствуют в современной ее флоре. Такой набор видов не соответствует представлению о перигляциальной обстановке и, скорее всего, относится ко времени, предшествующему самаровскому оледенению.

Предиллиноийская растительность п-ва Сьюард, по П. Колинво (Colinvaux, 1967), была аналогична современной. Западная оконечность полуострова была покрыта кустарничковой тундрой со стелющейся березкой, на востоке росли *Alnus* и *Picea*. Далее П. Колинво полагает, что в иллинойсе в Берингии получили широкое распространение тундростепи, простирающиеся от п-ва Сьюард до Центральной Сибири. К этому выводу он приходит на основании высокого содержания пыльцы *Artemisia* в иллиноийских отложениях оз. Имурук. Но поскольку неизвестно, какому виду полыни она принадлежит, вывод о тундростепях, сделанный П. Колинво, неубедителен. Пыльца может принадлежать вовсе не степным видам полыни.

Г. Симмонс (Simmons, 1913) считал, что в максимум похолодания в неоледеневавшей части Канадского Арктического архипелага растительная жизнь была уничтожена, но, возможно, это и не так. Земля Пири в наше время представляет аналог северо-западной части Канадского Арктического архипелага во время оледенений. По данным Т. Бехера (1953, 1978; Böcher, 1943), на Земле Пири обитает свыше 80 видов цветковых растений, которые образуют местами весьма сомкнутые сообщества. Во всяком случае растительности оказывается достаточно много, чтобы ею кормились стада мускусных быков.

Шельф выполнял роль рефугиума в наиболее суровой климатической обстановке, а при начинавшемся потеплении – роль арены расселения с материка на материк. Предки некоторых американских видов современной чукотской флоры, имеющих генетические корни в Сибири, проникли в иллинойсе на Аляску (Кожевников, 1973б, 1976а–в), так же как и мамонт (*Mammuthus*), баран (*Ovis nivicola*), копытный лемминг (*Dicrostonyx torquatus*) и лось (*Alces alces*) (Шер, 1971, 1976). Б. Куртен (1976) считает, что в это же время на Аляску прошли львы (*Panthera leo*) и, возможно, красные волки (*Cuon alpinus*). Он повысил возраст ранчолабрейского комплекса животных до периода иллиноийского оледенения (0,4 млн лет назад). Ранее этот комплекс датировался висконским оледенением (Repenning, 1967). Ч. Репеннинг указал, что ранчолабрейские иммигранты на Аляске представлены тундровыми и таежными животными, но совершенно невероятно, чтобы в самаровский период через Берингию могли переселиться обитатели тайги.

Необходимо подчеркнуть, что по многим вопросам палеогеографии квартера у геологов до сих пор нет единого мнения. Разногласия касаются таких кардинальных вопросов, как размеры оледенений (в частности, среднеплейстоценового, максимального) и трансгрессий, а также хронологии тех и других. Такое положение требует весьма критического отношения к выдвигаемым палеореконструкциям при флорогенетических построениях. При попытках обоснования флорогенеза только по современному распространению и поведению групп видов всегда есть риск ошибиться в хронологии миграций. Для уменьшения этого риска необходимо привлечение палеореконструкций, опирающихся на комплексные данные (стратиграфия, палеонтология, палинология и т.д.). Однако если существует несколько реконструкций, то исследователь вправе выбрать ту из них, которая кажется ему наиболее вероятной, хотя при этом возможны ошибочные суждения, особенно по ряду вопросов флорогенеза. Авторы убеждены, что ботанико-географы не могут, руководствуясь лишь собственным материалом, представить объемно хронологическую схему флорогенеза или возраст какого-либо вида. Самые интересные дизъюнкции ареалов, или очаги эндемизма, или явления викаризма сами по себе ничего не говорят о времени, когда это произошло. В том-то и слабость биогеографического метода. Правда, можно использовать способ определения относительного возраста. Любой специалист в своей

области может сказать, что такое-то явление произошло раньше или позднее такого-то. Абсолютная хронологизация биогеографических явлений может достигаться только при опоре на палеогеографические данные, содержащие датировки абсолютного возраста.

К самаровскому времени А.В. Шер (1971) относит уткинские слои. В отдельных пробах из торфяника на Малом Анюе имеются спектры с большим содержанием древесной пыльцы (49–50%) при доминировании древовидной березы и присутствии *Larix* (в одном образце 12%), а также макроостатки *Larix* и кедрового стланика (Шер, 1971). Кроме того, в слоях много остатков травянистых растений, кустарников и кустарничков (всего 34 вида). Ряд травянистых видов (включая несколько рдестов) из этого района в настоящее время, согласно А.В. Шеру, неизвестны. Нельзя исключить, что некоторые виды (например, *Potamogeton pusillus*) просто не найдены в современной флоре. Автор (1971) указывает, что "на фоне обстановки, очень близкой к современной, появляются некоторые виды водных растений, растущих ныне в более южных районах Сибири" (с. 78).

Для нас этот вывод весьма интересен, так как с подобной ситуацией мы сталкиваемся в низовьях Анадыря. Здесь также произрастает ряд водно-болотных видов, ареалы которых расположены южнее. Это виды, сохранившиеся с голоценового климатического оптимума. На их примере хорошо видно, что при ухудшении климата и изменении растительности водно-болотная растительность способна еще долгое время сохранять многочисленные виды предыдущей, более теплой климатической фазы. По всей видимости, с этим же явлением мы сталкиваемся и во флористическом составе растительности, рассматриваемой А.В. Шером. Если это так, то данный флористический спектр характеризует самое начало оледенения, когда древесная растительность здесь еще не исчезла. В других местах пробы из этих же слоев показывают уже низкое содержание (15–33%) древесно-кустарниковой пыльцы, и, возможно, вся она кустарниковая; отмечаются *Betula*, *Salix*, *Alnaster* и *Pinus subg. Haploxylop*.

Фаунистический комплекс уткинских слоев, по А.В. Шеру (1971), включающий, кроме названных выше, лошадь, бизона, обского лемминга, узкочерепную полевку и экономику, не отличается от комплекса фауны верхнего плейстоцена.

В суглинках из черепа бизона, найденного в верховьях Колымы, древесно-кустарниковая пыльца составляла 36%; имелась пыльца кедрового стланика и лиственницы, а также *Alnus*, *Betula* и *Salix* (Баранова, Бискэ, 1964). Авторы считают, что тогда здесь существовала тундра. Р.Е. Гитерман и Л.В. Голубева (Gitelman, Golubeva, 1967) также показывают существование лиственницы и кедрового стланика в верховьях Колымы в первую половину самаровского оледенения. Согласно этим авторам, верховья Колымы не покрывались льдами. Эта территория представляла собой как бы язык, глубоко вдающийся в область сплошного горного оледенения Северо-Востока. Во второй половине самаровского оледенения, когда климат еще более ухудшился, лиственница в верховьях Колымы исчезла, кедровый стланик сохранился. Это неплохо согласуется с палинологическими данными Г.Г. Карташовой (1973), которая пришла к выводу, что "в течение плейстоцена бореально-арктическая флора западной окраины Берингии не испытывала больших изменений, хотя характер растительности менялся неоднократно... Изменения растительности не имели отчетливо выраженного направленного характера. Это скорее довольно однородные циклические смены от лиственничных (лиственнично-березовых) лесов до перигляциальной растительности оледенений и вновь – к лиственничным лесам, через ряд переходных ценозов" (с. 82).

На материале из верховий Колымы И.А. Каревская (1973) пришла к выводу, что в течение плейстоцена было не менее пяти холодных этапов (полуритмов): "Первый из них соответствует второй половине раннего плейстоцена, два – среднему, два – позднему плейстоцену" (с. 107). По-видимому, первое похолодание соответствует тобычанскому оледенению в Сибири (минделю в Европе).

Далее И.А. Каревская установила, что для всех холодных этапов существовали общие закономерности динамики: "В начале каждого похолодания (I фаза) преобладали ерники, кустарниковые тундры из зарослей ольховника и кедрового стланика и сфагновые болота. Климат носил черты холодного приокеанического с избыточно влажным холодным летом и умеренно суровой снежной зимой" (Там же). Усиление океаничности климата в верховьях Колымы (в настоящее время это район наибольшей континентальности климата в Магаданской обл.) обусловлено, конечно, общим похолоданием, что в первую очередь отражается на понижении летних температур. Зимние температуры при этом могут не изменяться.

"В середине похолоданий (II фаза) господствовали сообщества типичных арктических тундр: гипновые и травяно-гипновые болота, ивнячково-осоково-гипновые группировки. Пояс зарослей кедрового стланика и ольховника сокращался или полностью деградировал. В этот отрезок времени шире были развиты каменистые склоны. Климат отличался большей, чем в первую фазу, суровостью зим и низкими летними температурами" (Там же).

Смена сфагновых болот I фазы гипновыми болотами II фазы имеет некоторый аналог в современном растительном покрове Северо-Востока. В данном случае возможно временные изменения ранних периодов мысленно трансформировать в современные пространственные изменения в растительном покрове согласно сходным климатическим тенденциям. Сфагновые болота современной Чукотки характеризуют ее наиболее континентальные районы, а в океанических представляют редкость, замещаясь гипновыми болотами, которые распространены и в континентальных районах³. Снижение активности сфагнов в океанических районах по сравнению с континентальными следует рассматривать как результат влияния океанического климата, а именно пониженных температур, поскольку условия влажности в океанических районах нельзя считать пессимальными для сфагнов. Следовательно, смена сфагновых болот гипновыми в ходе усиления плейстоценовых оледенений – закономерное явление, связанное с понижением летних температур.

"В конце холодных полуритмов (III фаза) преобладали горные травяные тундры с широким развитием относительно ксерофитных группировок. Климат становится более континентальным за счет повышения летних температур. Зимы были суровые и малоснежные" (Там же).

Этот же автор полагает, что между похолоданиями и оледенениями не было полного соответствия. Последнее, естественно, вытекает из того, что каждому оледенению должен предшествовать более или менее длительный холодный период, в течение которого накапливаются льды.

Приведенная схема, вероятно, соответствует в общих чертах и другим районам Северо-Востока. Возможно, что И.А. Каревская несколько преувеличивает усиление континентальности климата в последней фазе. Как начало похолодания не совпадает с началом оледенения, так и потепление тоже не совпадает с концом оледенения, а предшествует ему. Таяние льдов сопровождается огромным количеством водных потоков, что увеличивает влажность воздуха. Мы можем это наблюдать весной во время таяния снегов, так сказать в малом масштабе. Едва ли такие условия способствуют ксерофитизации растительности.

Региональное ограничение схемы И.А. Каревской связано не только с областью распространения кедрового стланика и ольховника, но и с некоторыми климатическими особенностями, например севернее долины Анадыря, обусловленными широтными изменениями климата и иным положением районов суши относительно океанов.

Если самаровское оледенение на Чукотке было полупокровным или покровным, то неизвестно, была ли на ней какая-либо растительность на нунатаках.

Принцип схемы И.А. Каревской для областей, покрывавшихся льдами, может быть

³ Это не касается ультраконтинентальных районов Якутии.

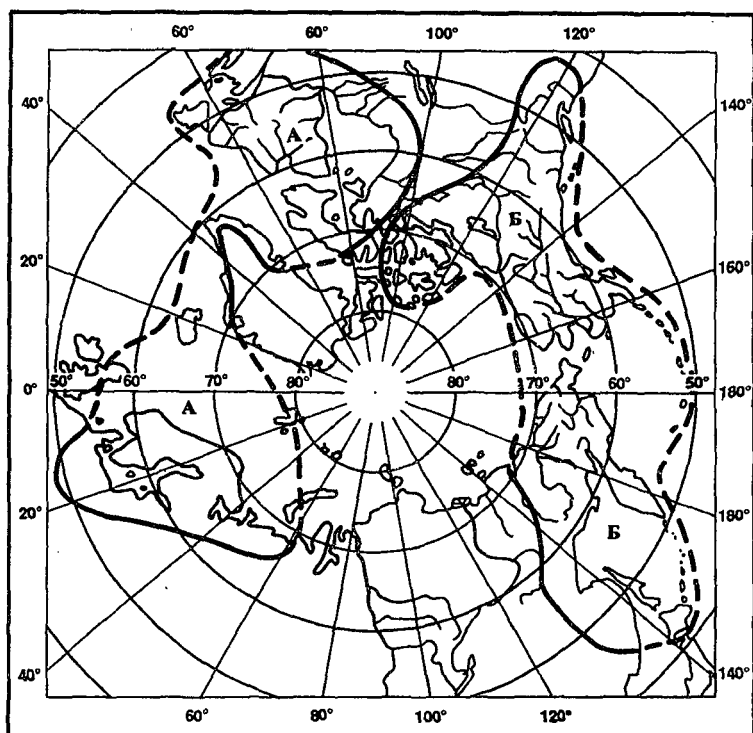
выражен в следующем виде: I фаза – похолодание + начало образования ледников⁴; II фаза – похолодание + максимум развития ледников; III фаза – потепление + начало таяния ледников; IV фаза – потепление + исчезновение ледников. Преобразования в растительном покрове были подчинены региональным особенностям. Эта схема не распространяется на осушавшиеся шельфы, которые, по-видимому, появлялись во второй половине II фазы, а погружались во второй половине III фазы.

Перестройка растительности под влиянием похолодания и оледенения на постоянной суше происходила на основе сформировавшегося растительного покрова. Многие виды выпадали из состава флор. Прежде чем появлялся шельф, флоры покрывавшихся льдами областей проходили жесткий отбор. В результате на осушенный шельф мигрировали из этих областей лишь весьма холодоустойчивые виды, нормально плодоносящие в пределах покрытой льдами на большем протяжении "постоянной" суши. Это условие было необходимо, поскольку их миграция заключалась в переносе семян, которые находили на шельфе благоприятную обстановку для своего развития, чем на "постоянной" суше. Вселенцы на шельф могли быстро продвигаться по свободным от конкурентов пространствам. Последнее привело к тому, что современные арктические флоры весьма однородны по всей Арктике, т.е. флористический состав арктических флор разных областей весьма схож. При этом в Арктике очень мало эндемичных видов высших растений, а эндемичных родов вообще нет. Вероятно, это следует связывать не столько с молодостью арктической флоры, сколько с общей монотонностью ее физико-географических условий и широкими возможностями для миграции по осушенным шельфам, т.е. слабой изоляцией отдельных частей Арктики. Кроме того, мы плохо себе представляем, что творилось на шельфе, хотя и имеем много оставшихся от него "кусков" в виде арктических островов. Некоторые из них в периоды оледенений также покрывались льдами, хотя бы частично, что дает возможность предположить, что и на равнинах шельфа могли существовать тонкие, но обширные покровы льда. По крайней мере вероятно, что многие озера на шельфе (а они, скорее всего, были мелкие, но большие по площади) не вскрывались летом. На Чукотке даже в наше время имеются горные озера, не вскрывающиеся по крайней мере в отдельные годы. Следовательно, не нужно даже допускать на шельфе очень низких температур, чтобы предположить сохранение льда на озерах в летнее время.

Наличие льдов на шельфе вполне могло создавать существенные барьеры для миграций растений. Такими барьерами, по всей вероятности, являлись архипелаги нынешних островов, занимающих практически всю ширину шельфа. Этими архипелагами являются Северная Земля и восточная часть Канадского Арктического архипелага. Названные районы и сейчас покрыты мощными ледниками, хотя последние могут быть недавнего происхождения. С достоверностью это установлено только для шельфовых ледников о-ва Элсмир (Крэри, 1958). Недавнее их образование связано, конечно, с уничтожением прежних ледников на тех же местах в период голоценового климатического оптимума, сменившегося новым похолоданием. Последнее не было столь значительным, чтобы развилось материковое оледенение хотя бы сартанского масштаба, тем не менее ледники на арктических архипелагах образовались. Надо полагать, что в периоды материковых оледенений на Северной Земле и на востоке Канадского Арктического архипелага образовались еще более мощные очаги оледенения, создававшие существенные барьеры для миграций растений по осушенному шельфу (рис. 17).

Как видно из рисунка, циркумполярное кольцо суши делится на две части, которые

⁴ Это "начало" означает долгое начинание с нуля, которое происходит не одно столетие, пока каждый снежник пройдет все стадии до эмбрионального ледничка, а последний достигнет величины, при которой в результате автокорреляции сохранится при неожиданно теплом сезоне или нескольких. Нужно полагать, что на фоне общих изменений климата и в прежние времена, как и теперь, происходили флуктуации – малые изменения, которые могли быть противоположными общей направленности изменения климата.



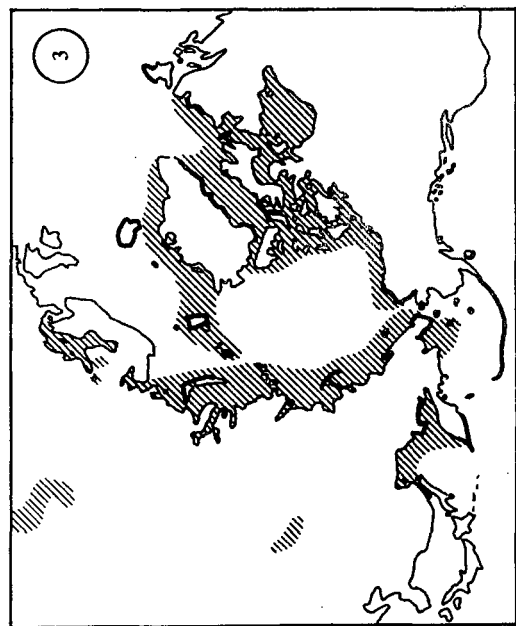
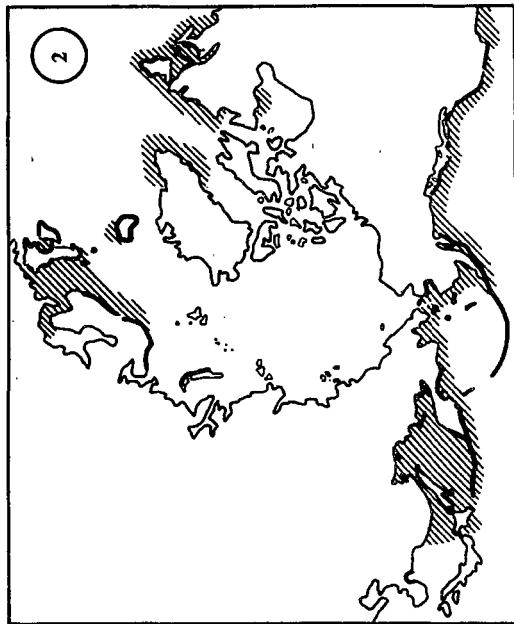
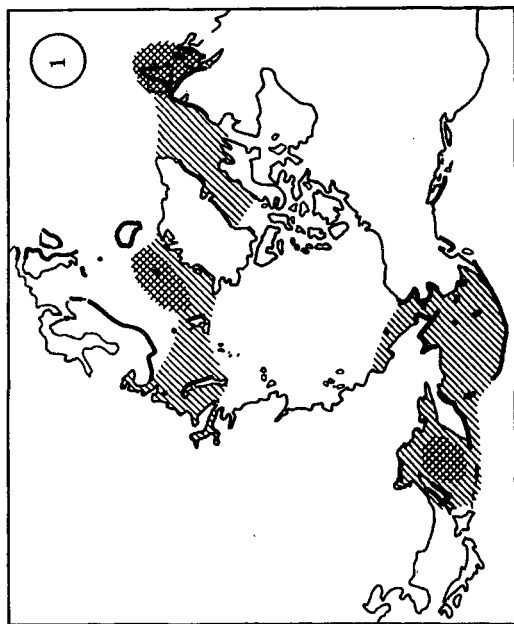
Р и с. 17. Палеогеографические межконтинентальные дуги, установленные по современному распространению растений

А – североатлантическая; Б – северопацифическая

можно назвать североатлантическим (А) и северопацифическим (Б) полукругами. Последний соответствует Эоарктике А.И. Толмачева (1952) и др. и Берингии В. Кобельта (1903). Первый полукруг целесообразно называть Мезоарктикой, противопоставляя его Эоарктике как более гумидную часть циркумполярного арктического пояса, что было обусловлено влиянием Гольфстрима (Кожевников, 1979а). Северопацифический полукруг является частью Мегаберингии (Юрцев, 1974). Однако последнее понятие мы считаем излишним, поскольку любая часть Земли составляет палеогеографический и биогеографический мегаблок со смежными ее частями. Если понимать Мегаберингию как "берингийский мегаблок фитоохорий" (Юрцев, 1976), то в нее нужно включить территорию до Гималаев на юге и весь голарктический север.

Современные трансокеанические ареалы многих северных видов растений начали формироваться именно в период максимального оледенения. Миграции происходили по двум палеогеографическим дугам: яно-колымское междуречье–Аляска и Альпы–Лабрадор. В настоящее время в обоих случаях имеется около 100 видов, ареалы которых умещаются на территории названных дуг, включая соответствующие эндемики (Кожевников, 1979а). Современное флористическое различие северопацифической и североатлантической Арктики возникло благодаря тому, что осушенный шельф Полярного бассейна был перегорожен полупроницаемыми⁵ ледовыми барьерами на месте Северной Земли и востока Канадского Арктического архипелага. Полупроницаемость этих барьеров заключалась в том, что одни виды могли проскочить через них (строго говоря, проскакивали семена), а другие не могли. В результате ряд современных видов арктической флоры имеет близкородственные

⁵ Вероятно, полупроницаемым был только один барьер – Северная Земля.



Р и с. 18. Распространение тюленей и альцидов (Alcidae) (по: Udvardi, 1963)

1 - пара видов: иглатка (*Fratercula copiculata*) и полосатый тюлень (*Phoca (Histriophoca) fasciata*); 2 - дизъюнктивные ареалы тонкоклювой кайры (*Uria aalge*) и обыкновенного тюленя (*Phoca vitulina*); 3 - циркумполярные ареалы толстоклювой кайры (*Uria lomvia*) и кольчатой нерпы (*Phoca hispida*)

формы на остатках бывших "полукругов" и на соответствующих частях побережий Северного Ледовитого океана. Кроме викарирующих видов и рас, современные части бывших "полукругов" имеют и эндемичные виды растений. О миграциях по трансокеаническим дугам свидетельствует также большое количество видов, широко распространенных на одном материале и едва заходящих на другой.

По-видимому, указанное подразделение Арктики явилось причиной дифференциации моржа на две расы: североатлантическую и северопацифическую (Кобельт, 1903), а также некоторых тюленей и птиц из отряда чистиковых, распространение которых, согласно М. Удварди (Udwardi, 1963), весьма коррелирует с распространением разных видов тюленей (рис. 18). В одном случае пацифические и атлантические представители дифференцировались до самостоятельных видов, популяции которых не имеют контакта. В другом случае дифференциации до видового уровня не произошло, но пацифическая и атлантическая популяция не контактируют. И, наконец, имеется циркумполярное распространение.

Согласно Г. Симпсону (Simpson, 1945, 1947), некоторые популяции отеснялись к северу от БМС, и в этом случае ледовые барьеры Северной Земли и севера Канадского Арктического архипелага могли существенно затруднить миграции из одного "полукруга" Арктики в другой, так как, по всей вероятности, смыкались с паковыми льдами.

К.К. Чапский (1970) предполагает, что чукотская популяция моржей могла быть вытеснена берингийской сушей из Чукотского моря в Берингово, где теперь только зимует. Точно так же североатлантическая популяция моржей могла быть вытеснена к югу гренландско-скандинавским мостом. Подобная изоляция также могла привести к дифференциации моржей на два подвида. Как указывает Е.М. Анбиндер (1973), между группами ластоногих по обе стороны Берингова пролива существуют значительные кариологические различия.

Систематика птиц семейства чистиковых, согласно М. Удварди (Udwardi, 1963), показывает, что было пять миграционных волн между Тихим и Атлантическим океанами. Это согласуется с пятью периодами существования Берингова пролива в кайнозое (Simpson, 1947; Hopkins, 1959).

Некоторые азиатские растения мигрировали в самаровское время в Северную Америку, где дифференцировались в новые виды или даже роды (*Ascomastylis* от *Novosieversia*) в современном понимании. В периоды следующих оледенений эти виды появились на Северо-Востоке Азии (Кожевников, 1976а).

Во время таяния иллинойского льда климат был холодный, но затем наступило потепление, сопровождаемое трансгрессией (McCulloch, 1967). Лес надвинулся на тундру по обе стороны открывшегося Берингова пролива. В иллинойском лёссе Аляски находятся стволы небольших деревьев, укоренявшихся в нем. П. Колинво (1973) считает, что древесная растительность достигла предела современной древесной растительности на п-ове Сьюард. Таков же вывод Д. Хопкинса (1967), синхронизирующего сангамонский (иллинойс-висконсинский) интергляциал с пелукской трансгрессией (100 тыс. лет назад). На Чукотке этот период соответствует бореальной трансгрессии (Бискэ, 1975; Гасанов, 1970). Прежде чем перейти к рассмотрению ее как наиболее значительной в плейстоцене, попытаемся обосновать ее причину. Бореальная трансгрессия была только одним из палеогеографических событий в единой их последовательности, обусловленной геофизическими причинами и влиянием льдов.

ПРИНЦИП ГЛЯЦИОИЗОСТАЗИИ И БОРЕАЛЬНАЯ ТРАНСГРЕССИЯ НА ТЕРРИТОРИИ БЕРИНГИИ

Глубокое внедрение моря в сушу Чукотки после окончания оледенения увязывается не столько с гляциоэвстатическим поднятием уровня Мирового океана в период бореальной трансгрессии, сколько с принципом гляциоизостазии. Если следовать этому принципу, то вырисовывается следующая картина. Платформа Чукотского нагорья претерпела погружение под тяжестью иллинойских льдов и в период бореальной трансгрессии еще не успела всплыть (возможно, всплытие произошло к концу трансгрессии). Когда указывается, что в такое-то время уровень моря понижался или повышался относительно современного, то вполне возможно, что эти колебания связаны не с действительным поднятием уровня Мирового океана, а с движениями участков земной коры, в том числе гляциоизостатическими. Принцип гляциоизостазии, по-видимому, недостаточно применяется по отношению к Чукотке. Скорее всего, это связано с представлением о малой толщине льда, покрывавшего Чукотку, неспособного вызвать существенный прогиб земной коры. Все зафиксированные движения земной коры в литературе объясняются тектоническими причинами. Однако тектоника может быть обусловлена в определенные периоды гляциоизостазией. Согласно Ю.Ф. Чемякову (1968), мощность земной коры на Северо-Востоке Азии всего лишь 20 км. Поскольку Чукотка входит в тектонически активную зону северопацифической дуги, то гляциоизостатическое давление могло инициировать тектоническую деятельность коры, и тогда ее движения были бы вызваны более сложной причиной. Д.Г. Панов (1946) считал, что четвертичные тектонические движения являются результатом реакции геологической структуры на развитие оледенения: "При большой мощности льда возможна большая амплитуда тектонических движений" (с. 46).

В.Н. Сакс (1953) был противником точки зрения о компенсационных гляциоизостатических движениях земной коры. Однако он считал вполне вероятным, что происходила "некоторая активизация движений земной коры под воздействием изменений давления" (льдов. — Ю.К., Н.Ж. - Ч.). Сомнения В.Н. Сакса по поводу масштаба гляциоизостазии, по-видимому, в немалой степени обусловлены его весьма странным представлением о результате гляциоизостатических просадок. Так, он пишет (1953), что "опускание должно было бы достичь максимума уже после отступления льдов" (с. 114). Эта идея основана на непонятных логических предположениях. Правомнее было бы считать, что максимальное опускание суши под действием давления льдов происходило во время достижения ими максимального объема. Когда же льды отступают, то если и не начинается немедленное поднятие, то во всяком случае прекращается опускание. Скорее всего движение земной коры затормаживается вследствие ее вязкости, а так как эвстатически повышается уровень океана, то начинается трансгрессия.

Не сомневаясь в полном осушении современного шельфа, В.Н. Сакс (1953) предполагал, что эта "фаза, быть может, непосредственно предшествовала максимальному оледенению" (с. 121). Однако логичнее допускать, что это происходило несколько позднее, а именно когда ледовый покров уже достиг своей максимальной мощности. Осушение шельфа было реакцией компенсации движений земной коры по окраине ледового щита.

В настоящее время земная кора на Северо-Востоке Азии в целом находится в состоянии изостатического равновесия. Но отдельные районы сейсмически активны, и считается, что причиной этого являются неотектонические движения, в свою очередь обусловленные, по всей вероятности, восстановлением изостатического равновесия (Беляев, 1970).

О действительной мощности среднеплейстоценовых ледников на Чукотке практически ничего неизвестно. Можно только предполагать, что мощность их была велика, поскольку имеются огромные троговые межгорные долины (рис. 19) (например,

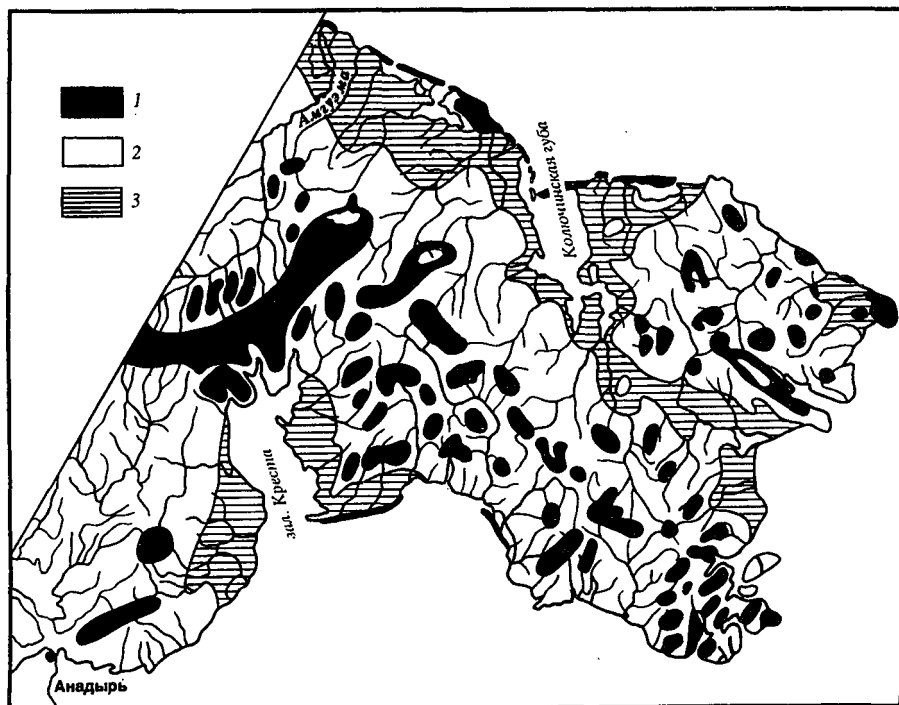


Р и с. 19. Троговая долина в глубине Амгуэмо-Куветского массива

долина р. Укоечхойгуам, продолжающаяся в долину Амгуэмы ниже 87-го км трассы из Эгвекинота и др.). Придать этим гигантским долинам в несколько километров шириной троговый характер могли только гигантские ледники. Сглаженный рельеф в средней части Чукотского полуострова свидетельствуют о сплошном и мощном покрове льдов здесь (рис. 20). Все низкие сопки имеют плавные очертания, но высокие горы островеишинны. Судя по такому контрасту, низкие сопки были сглажены движением льдов, которое обусловило и островеишинность высоких гор (торчащих из льда), абрадируя их склоны⁶. Этот контраст не позволяет думать, что сглаженность рельефа в средней части Чукотского полуострова может быть вызвана длительной денудацией или корразией, как предполагали некоторые авторы. Обнаруживаемые в этой части Чукотки морены должны относиться к поздним оледенениям. Многие из них очень небольшие и по своему местоположению указывают на локальное происхождение в результате спуска с седловин или с каров небольших языков льда.

Донная (основная) морена, которую по ее стратиграфическому положению на естественных разрезах правильнее всего относить к максимальному оледенению, прослеживается на Амгуэме, Чанталъевергыне, Кымынейееме, Янрамаееме, Эки-тыки, Мараваам и т.д. О конечных же моренах этого периода мало что известно, т.е. на суше они не обнаруживаются. На выходах многих гигантских трогов (например, нырвакинотского близ Эгвекинота) нет конечных морен, но есть боковые. По-видимому, все трог Чукотского полуострова, выходящие к морю, заканчиваются фьордами. Конечные морены, по данным многих исследователей, вынесены за пределы современной береговой линии. Как полагают А.С. Ионин и др. (1960), "в северных районах побережья ледники, возможно, опускались в море до современных

⁶ Нет никаких предпосылок, кроме эмоциональных, полагать, что в период кульминации самаровского оледенения подо льдами не скрывались даже вершины гор. Придать им современный альпийский характер могли последующие события, начиная от уменьшения мощности самаровских льдов, когда верхние части гор показались из-под льдов. Так, высокие горы Скандинавии, которые покрывались льдами в среднем плейстоцене полностью (считается, что толща льдов здесь достигла 3 км), имеет в настоящее время альпийский характер, т.е. островеишинны. То же самое можно сказать о некоторых горных системах Гренландии и Лабрадора.



Р и с. 20. Палеогеографическая схема Чукотского полуострова в эпоху максимального среднечетвертичного оледенения

Участки: 1 – свободные от льда; 2 – покрытые льдом; 3 – затопленные морем (по: Петров, 1966)

глубин порядка 80–100 м" (с. 34). Нужно уточнить здесь, что спускались ледники не в море, а на осушенный шельф. Затоплены они были уже позднее. Боковые морены и здесь находятся ниже современного уровня моря. Этот район весьма интересен для нас, поскольку О.М. Петровым (1965) здесь установлены смешанные ледниково-морские отложения, на основе чего делается вывод о совпадении максимального оледенения и трансгрессии.

Ряд исследователей подвергают сомнению представление о смешанных ледниково-морских отложениях (Баранова, Бискэ, 1964)⁷. Что же касается залива Св. Лаврентия, то отметим мнение И.Е. Исакова (1947), который полагал, что морские отложения здесь прислонены к морене. А.П. Никольский допускал частичную синхронность оледенения и трансгрессии на основании присутствия в морских песках валунов. Едва ли последний аргумент заслуживает доверия, и вот почему. Мыс Ванкарем буквально завален валунами, образовавшимися в результате волновой обработки каменных глыб. Этот мыс погружается в море, и образуются отложения морского песка с валунами (рис. 21). Однако валуны эти неледникового происхождения. Почему бы этот же процесс не мог происходить и в заливе Св. Лаврентия, при ином соотношении уровня моря и берегов?

Собственно признаки оледенений не всегда могут быть правильно определены. Так, Дж. Ричмонд (1968) приводит ряд примеров того, что образования, ранее считавшиеся моренами, оказались иного происхождения, вовсе не ледникового. М. Мейер (1968) упоминает об "эратических" валунах, которые, как выяснилось,

⁷ В более поздней работе С.Ф. Бискэ (1967) пишет, что опускание блоков приводит к проникновению моря в глубь суши и размыву ледниковых отложений. "Такое влияние в разрезах создает порой впечатление синхронности оледенений и трансгрессий моря на Чукотке".



Р и с. 21. Погружение в море мыса Ванкарем. На нем рассеяны моренные валуны. Ледниковые отложения уходят под уровень моря

являются продуктом паводковой деятельности рек. Подводные оползни, по М. Шварцбаху (1968), часто образуют "псевдоморены".

Дж. Кроуэлл (1968) пришел к выводу, что массы мореноподобного материала могут иметь самое разное происхождение. Он обращает внимание на интенсивный вынос эрратических валунов айсбергами от юго-запада Гренландии к Лабрадору. Он предполагает, что геологи в будущем могут принять скопления вынесенного айсбергами материала за признак бывшего в наше время оледенения. Эти отложения и сейчас рассматривают, согласно Б. Хейзену и Ч. Холлистеру (1968), как типично ледниково-морские. Ими покрыто 80 млн. км² дна океанов в результате таяния плавающих льдов. Валуны, принесенные айсбергами, найдены в районе 30° с.ш., близ Азорских островов и Мадейры. Они, вероятно, есть на дне Тихого океана в северной его части вплоть до Японии, куда айсберги еще сравнительно недавно заносило вместе с белыми медведями (*Ursus maritimus*) (Перри, 1974).

Огромное значение транспортной функции айсбергов вытекает и из исследований ледяного острова "Т-3", отколовшегося от шельфового ледника о-ва Элсмира в Канадском Арктическом архипелаге (Крэри, 1958). На "Т-3" были обнаружены не только валуны до 120 см в поперечнике, но и мощные грязевые слои со скелетами леммингов и рыб, а также многочисленные растительные остатки. Н. Полунин определил среди этих остатков ряд высокоарктических видов покрытосемянных растений, мхов и печеночников. Сухая куртина мха *Hydrohypnum polare* была даже оживлена при создании соответствующих условий.

На плавучем ледяном острове "Арлис-II" находили крупные обломки скал и холмы из земли, перемешанной со льдом. На этом острове росли три вида высших растений (*Phippsia algida*, *Stellaria laeta*, *Saxifraga oppositifolia*), шесть видов мхов и два вида лишайников. Считается, что этот остров откололся от шельфового ледника о-ва Элсмира (Hultén, 1962).

Несомненно, что и ранее плавучие льды способствовали распространению арктических видов вдоль арктических побережий. Но для нас сейчас главное — подчеркнуть возможность ошибочных определений всех валунов как указателей распространения сухопутных ледников. Безусловно, что многие валуны являются действительно ледниковыми по происхождению и имеют штриховку. Но, будучи

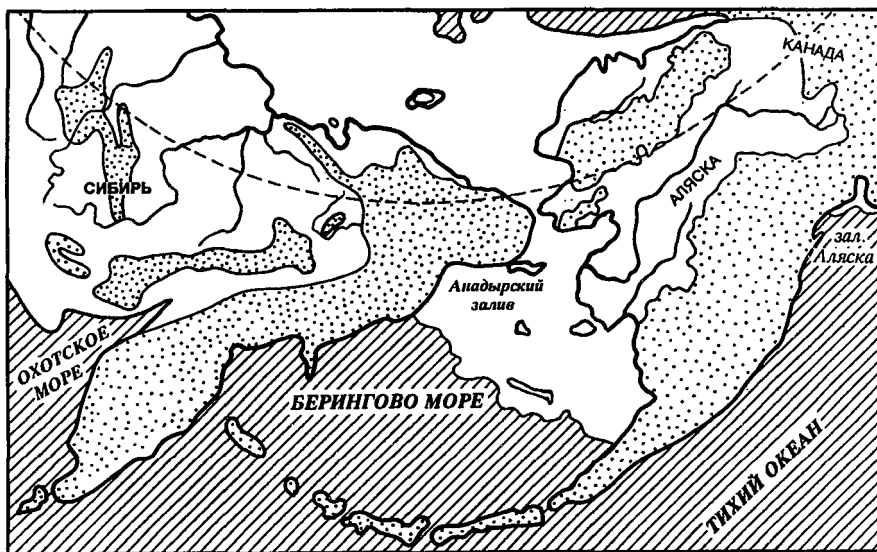
водруженными на айсберг, они могут быть доставлены в неожиданные места. Во время бореальной трансгрессии айсберги, по-видимому, "привозили" валуны и другой материал в районы суши, удаленные теперь от побережья. Глубина моря на заливаемых участках современной суши вполне допускала это. Грязевые поля, приносимые айсбергами типа ледяных островов "Т" и "Арлис-II", могли оседать во время бореальной трансгрессии при стаивании айсберга совместно с более "теплыми" местными отложениями, образуя в последних линзы. Эти линзы как по литологии, так и по вмещающим остаткам организмов, представляя инородное тело в свите одновозрастных отложений, легко могут вводить исследователей в заблуждение.

На Западной Чукотке в верховьях р. Большой Баранихи Ф.С. Леонтьев (1962) видел ледниковую штриховку на высоте 200 м над дном долины. Однако такой признак ледниковой деятельности, как штриховка, имеет одностороннюю положительную значимость. Она надежно свидетельствует о развитии оледенения, но ее отсутствие вовсе не говорит о том, что ледников здесь не было. Исследователи Антарктиды выяснили, что ледниковая штриховка – недолговечное образование. Она может исчезать очень быстро при интенсивном физическом выветривании (Короткевич, 1972). Даже на Карельском перешейке, где очень многочисленны эрратические валуны гигантских размеров, штриховка на них встречается крайне редко.

Поскольку на Чукотке физическое выветривание происходит очень интенсивно, нужно полагать, что ледниковая штриховка сохранилась в редких случаях, причем именно на уровнях около 200 м. Выше этого уровня происходит особенно интенсивное выветривание, так как снежный покров зимой здесь очень незначителен из-за сильных ветров. А ниже этого уровня уже накапливаются продукты сноса со склона, скрывающие его древнюю поверхность. Иногда штриховка сохраняется и в других условиях. Так, мы отметили ее в 1976 г. на горизонтальных поверхностях скал над Кривым порогом в долине Амгуэмы. Отложения бореальной трансгрессии здесь занимают более высокий уровень, чем скалы со штриховкой, что несомненно свидетельствует об их более позднем формировании.

В бухте Провидения, по данным Н.П. Лупановой, конечные морены вынесены ледниками далеко в море (Колосов, 1947). Согласно П.А. Каплину и др. (1968, 1971), материковая отмель (шельф) в верхней части покрыта ледниковыми и флювиогляциальными отложениями, значительно перемешанными и измельченными вдольбереговыми передвижениями. В настоящее время именно эти отложения являются материалом для образования валов, отпиуровывающих лагуны, что доказывается минералогическим анализом.

Таким образом, у Д. Хопкинса (Hopkins, 1972) было достаточно оснований говорить о покровном оледенении на Чукотке в среднем плейстоцене (рис. 22). Кроме того, есть данные, позволяющие предположить, что толща льдов была немалая. Для того чтобы сгладить вершины невысоких сопков, нужно, чтобы лед тек на уровне этих вершин, а чтобы он тек, а не лежал, его мощность должна быть не менее нескольких сотен метров. В свою очередь, такая мощность ледового покрова оказывает колоссальное давление на земную поверхность. Если в Западной Сибири максимальное оледенение было покровным (Герасимов, Марков, 1939), то в Восточной Сибири оно и подавно должно было быть покровным. В то же время древнее оледенение Европейского и Сибирского Севера относится к минделю. Представления о доминдальском возрасте любой части северного плейстоцена В.И. Гудина (1976) по изученным ею разрезам отвергает. Она полагает, что нарастание оптимальных значений климатических условий происходит от миндель-рисса к среднему вюрму, что позволяет сделать вывод о начальном этапе еще более теплого межледниковья. Это согласуется и с другими данными (Шварцбах, 1955; Шараф, Будникова, 1968; и др.). Как считает В.И. Гудина, именно в это время наступил расцвет фауны. Однако по географическому положению Западная Сибирь в меньшей степени благоприятна для развития покровного оледенения, чем Восточная. В.Н. Сакс (1953) поставил под сомнение точку зрения И.П. Герасимова и К.К. Маркова о том, что в периоды



Р и с. 22. Распространение льдов в Берингии в период максимального среднеплейстоценового оледенения (по: Hopkins, 1972)

Льды показаны точками

оледенений климат Сибири был еще более континентальным, чем теперь. По мнению В.Н. Сакса, зимний сибирский антициклон в эти периоды смещался к западу, ближе к ледовому покрову Европы и Западной Сибири. Кроме того, этот антициклон был выражен слабее из-за общего охлаждения земной поверхности (его современный характер обусловлен наличием на юге Азии высоких температур).

О гляциоизостазии свидетельствуют данные по Северо-Восточному Таймыру. Здесь в среднем плейстоцене было покровное оледенение (самаровское). Считается, что оно развивалось в условиях невысокого и расчлененного рельефа. Можно думать, что невысокий рельеф явился результатом гляциоизостазии. Во время последовавшей затем бореальной трансгрессии в горах происходило поднятие, "сопровожаемое интенсивным эрозийным врезом на глубину до 250 м", а на приморской равнине — опускание (Бердовская и др., 1970). Отсюда понятно, почему в низовьях Енисея морена максимального оледенения обнаружена на глубине 70–80 м под современным уровнем моря (Сакс, 1953). Она была вынесена на осушенный шельф, который затонул с окончанием оледенения.

В районе Амгуэмо-Куветского массива В.И. Серпухов и Д.Ф. Бойков установили покровный характер наиболее древнего оледенения, так как "морены, соответствующие этому оледенению, сохранились почти всюду на вершинах увалов и гор, абсолютная высота которых достигает в настоящее время 1500–2000 м и относительные высоты до 1000 м" (Колосов, 1947. С. 115). Интересно, что, по наблюдениям этих исследователей, в 30-х годах "долина р. Телекай является почти нетронутой ледниковой долиной. Река состоит из ряда ледниковых озер, соединенных протоками. Поперек долины лежат невысокие (40–60 м) поперечные гряды, отделяющие друг от друга озерные котловины" (с. 68). Надо сказать, что спустя почти 40 лет мы такую картину не наблюдали. Реку Телекай нельзя было назвать цепью озер; не было даже следов того, что недавно она представляла собой такую цепь, хотя крупные пойменные озера сопровождали ее вплоть до впадения в Чанталывеергын. Таким образом, перестройка рельефа может происходить очень быстро.

В.Г. Дитмар, исследовавший северо-западные районы Анадырской горной системы, отрицал возможность покровного оледенения в этой части Чукотки и обосновал схему трехкратного оледенения (см.: Колосов, 1947). Он считал, что первое

оледенение было наиболее значительным и долинные ледники этого времени "углубили себе русло" до 350 м. Последнее вызвало справедливое сомнение Д.М. Колосова (1947). В.Г. Дитмар обратил внимание на значительное развитие котловинных ледников в горах, полагая, что котловины выполняли функцию ледосбора. Вероятно, так оно и было на начальных стадиях оледенения. Но затем котловины заполнялись целиком и языки льда устремлялись через перевалы по долинам. Для этого также требуется мощная толща льда, чтобы придать ему текучесть. Д.М. Колосов считал, что "перевальные" языки льда формируются из каровых ледников, постепенно разрушающих заднюю стенку кара и в конце концов образующих перевал, через который и переваливаются. Однако маловероятно, чтобы каровые ледники достигали мощности, сообщаемой им свойство текучести.

Важное значение для решения вопроса о максимальном оледенении Чукотки имеет оценка оледенения Анадырского плоскогорья с оз. Эльгыгытгын и его котловины. Прежде чем рассмотреть этот вопрос более подробно и чтобы лучше понять их роль в геологических процессах, представим сначала краткую физико-географическую характеристику самого озера и его окрестностей, используя как собственные данные, так и материалы других исследователей (Некрасов, 1958; Обручев, 1974; Белый, 1982).

Озеро расположено на высоте 500 м в Центральной Чукотке. Его координаты 67°22' с.ш. и 172° в.д.; форма почти изометрическая, диаметр около 14 км. Озеро окружено горами с вершинами до 800–900 м над ур. моря. Глубина озера составляет 10 м у берега и к центру увеличивается до 100 м. С запада, северо-запада и севера оно окружено пологой котловиной, образованной рыхлыми аллювиальными и делювиальными отложениями (Белый, 1982). Впадина объемом 120 км³ содержит большой запас пресной воды. В озеро впадает множество мелких речушек и ручьев, а вытекает из него всего лишь одна – Энмываам, приток р. Белой. Температура воды летом около берега составляет +6...+7°C, на глубине 10–20 м – +3...+4°.

По своему происхождению оз. Эльгыгытгын представляет собой метеоритный кратер. Хотя С.В. Обручев (1974) считал его кальдерой, возникшей в результате вулканического извержения, существуют и иные трактовки его генезиса. В.Ф. Белый и К.В. Паракецов (1956) полагали, что озеро образовалось вследствие просадки кольцевого характера на пересечении двух тектонических зон. По их мнению, оз. Эльгыгытгын явилось последним этапом тектонической жизни района, т.е. оно возникло до оледенений (Сакс, 1953). Несколько позднее В.Ф. Белый (1958) писал: "Условия залегания вулканогенных пород на склонах гор восточного и юго-восточного обрамления оз. Эльгыгытгын свидетельствовали о явлениях опускания (проваливания), сопутствовавших формированию впадины. Отмеченные признаки и общее геологическое положение впадины позволили нам рассматривать впадину озера как неотектоническую структуру обрушения. Но уже буквально через несколько лет впервые была высказана мысль о метеоритном происхождении этого озера (Некрасов, 1963; Некрасов, Раудонис, 1963).

В 1976 г. Р. Дитц и Дж. Макхон (Dietz, McHone, 1976) на основании анализа материалов космических снимков подтвердили представление о метеоритном происхождении озера.

Летом 1977 г. впадина оз. Эльгыгытгын изучалась экспедициями Института геологических наук АН СССР под руководством Е.П. Гурова и Е.П. Гуровой (1979, 1981), а в 1978–1979 гг. – Комитета по метеорологии АН СССР и МГУ. В рыхлых отложениях, главным образом высоких озерных террас, было обнаружено большое количество обломков импактитов (ударно-метаморфизованных пород) с минералами стишовит, коусит, образовавшихся в условиях высоких давлений и температур в момент взрыва. Исследователи пришли к однозначному выводу о метеоритном происхождении впадины оз. Эльгыгытгын (Гуров и др., 1969, 1978, 1980а,б; Гуров, Гурова, 1979, 1981, 1982). Определение абсолютного возраста импактитов калий-аргоновым

Рис. 23. Геологическое строение метеоритного кратера Эльгыгытгын (по: Вальтер и др., 1982)

1 – верхнемеловые вулканогенные образования среднего состава; 2 – верхнемеловые вулканогенные образования кислого состава; 3 – базальты верхнемелового–палеогенового возраста; 4 – интрузия диоритов; 5 – отложения высокой озерной террасы; 6 – отложения озерной террасы высотой 40 м; 7 – нарушения; 8 – мегабрекнии; 9 – скопления импактных пород в террасовых отложениях

методом дает 3 ± 5 млн лет, когда произошло падение в этом районе метеорита, что соответствует середине плицена.

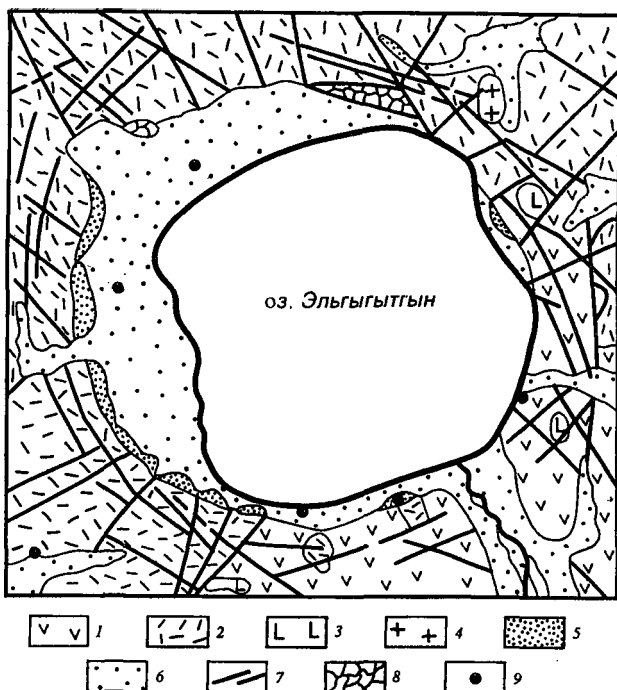
Впадина оз. Эльгыгытгын на Космогеологической карте СССР (масштаб 1:2 500 000) ВСЕГЕИ представлена как астроблема – импактитовая кольцевая структура, имеющая, по данным В.Л. Масайтиса (1975, 1979), надежные свидетельства их ударного происхождения.

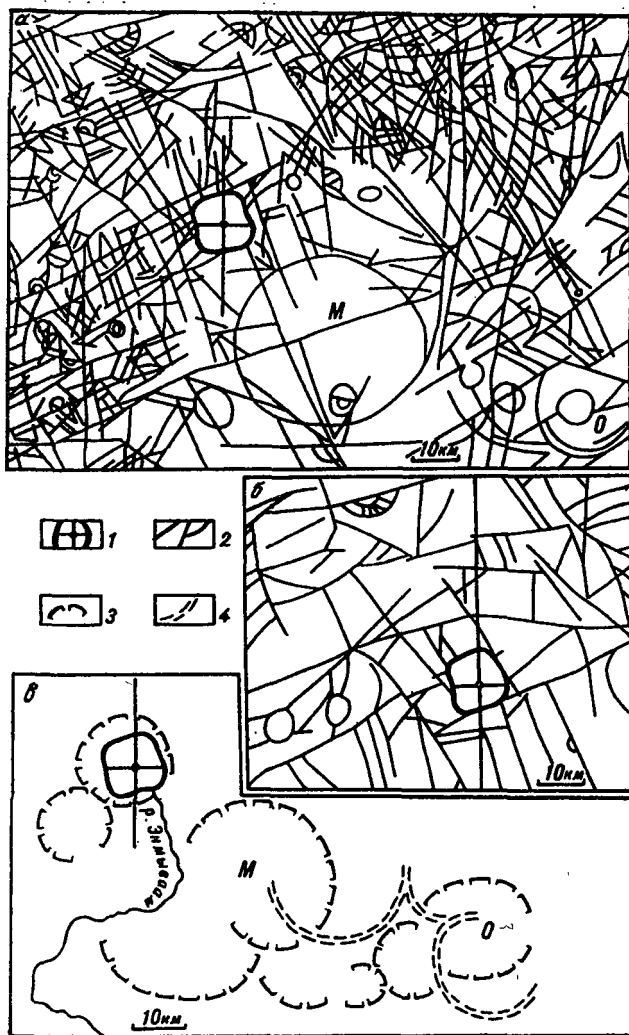
Для лучшего представления о геологическом строении оз. Эльгыгытгын сошлемся на рис. 23, а также на схему разломов и различных элементов гидрографии этого района (рис. 24). По заключению В.Ф. Белого (1982), впадина озера имеет неотектоническую структуру и является лишь частью Центрально-Чукотского вулканогенного пояса, формирование которого началось задолго до $3,5 \pm 0,5$ млн лет.

Найденные в рыхлых террасовых отложениях впадины оз. Эльгыгытгын редкие обломки и глыбы импактитов (Гуров и др., 1980) свидетельствуют о взрывном характере, так как связаны с падением метеоритов. Однако такое доказательство, по мнению В.Ф. Белого (1982), не может быть принятым, поскольку импактиты возникают не только в результате ударного метаморфизма и сверхвысоких давлений, но и при иных метаморфических процессах с более низкими уровнями давления.

Как видим, точки зрения различных авторов на генезис озера различны. Опираясь на некоторые из них, попробуем воссоздать иную картину происходящих в прошлом процессов. В 1955 г. И.А. Некрасовым были исследованы донные отложения озера и на прилегающих к нему террасах. Особое значение имели находки на этих террасах диатомей, идентифицированных как *Melosira varians*. И.А. Некрасов (1963) считал, что обнаруженная им диатомея является эндемичной для озера. Но оказалось, что в самом озере она до сих пор не найдена, хотя общий список диатомей сегодня возрос до 300 видов, разновидностей и форм.

По данным В.Г. Харитоновой (1980, 1993), в эльгыгытгынской флоре насчитывается около 70% видов диатомей, населяющих оз. Байкал ($53^{\circ}10'$ с.ш. и 108° в.д.), из которых значительный процент относится к эндемичным видам этого озера. Среди них *Melosira baicalensis* f. *oblongo-punctata*, *M. islandica* subsp. *helvetica* и др. Список диатомей из оз. Эльгыгытгын на 60% сходен с таковым из оз. Кратер (его координаты $61^{\circ}17'$ с.ш. и $73^{\circ}41'$ в.д.), расположенного в Канаде на п-ове Унгава. Возраст озера около 1,3 млн лет. Как и оз. Эльгыгытгын, оно находится на высоте 500 м над уровнем моря. Эти свидетельства одного порядка с разными материков прежде всего отражают реликтовость и единый генезис флоры пресноводных





Р и с. 24. Схемы разломов и некоторых элементов гидрографии района оз. Эльгыгытгын (по: Белый, 1982)

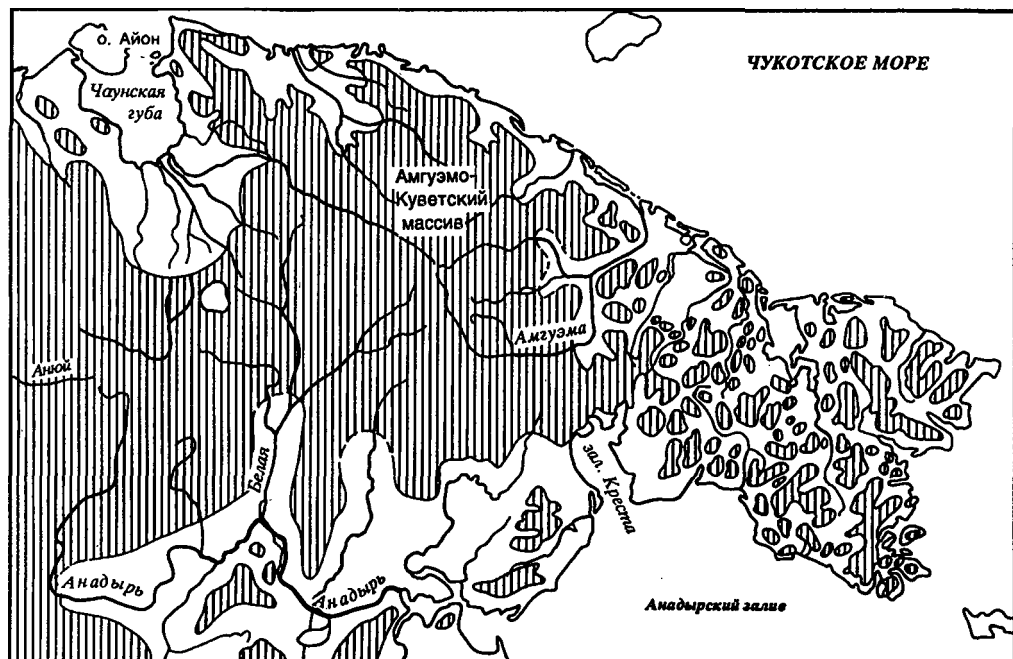
а – схема разломов, дешифрированных по народнохозяйственным космическим снимкам; б – дуговые и кольцевые системы водоразделов и речных долин в районе оз. Эльгыгытгын; 1 – оз. Эльгыгытгын, условное деление озерной чаши на квадраты; 2 – разрывные нарушения; 3 – водоразделы; 4 – дуговые участки речных долин. Буквенные обозначения: М – Мечкрыннэтвеемская система разломов и неотектоническая впадина; О – Озернинская система разломов и неотектоническая впадина; в – схема кольцевых структур

диатомей на определенных отрезках геологического времени. Родственные роду *Melosira* диатомеи обнаружены и в Великих озерах Восточной Африки, где они обычны (Росс, 1988) и считаются космополитами. Этот род представлен 10 видами. Другие формы диатомей сегодня широко распространены в наших северных водоемах; в бассейнах рек Колыма, Анадырь, Амгуэма и Паляваам. Кроме того, эндемики были обнаружены и среди гольцевых рыб оз. Эльгыгытгын

(Викторовский и др., 1981; Черешнев, Скопец, 1990) и даже ракообразных (Стрелецкая, 1990). В целом это свидетельствует о древнем генезисе озера, его соединении с водами многих океанов, а затем его обособлении.

По данному району Чукотки в разное время вопрос максимального оледенения трактовался по-разному. Одни считали, что здесь либо не было оледенения (Граве 1953), либо оно было ограниченным (Обручев, 1939), другие полагали, что плоскогорье покрывалось льдами полностью (Колосов, 1947; Некрасов, Саяпин, 1957). Авторы настоящей монографии одними из первых приступили к обстоятельному изучению оз. Эльгыгытгын и его окрестностей, сплавлялись по рекам Анадырского плоскогорья Энмываам, Юрумкувеем, Белой и, весьма тщательно обследовав в пешеходных маршрутах само плоскогорье, убедились, что следов оледенения здесь действительно весьма мало. Правда, нужно принять во внимание чрезвычайно широкое распространение довольно мягких горных пород (эффузивов), на которых следы оледенения всегда плохо сохраняются ввиду их легкой эродированности.

На Анадырском плоскогорье, так же как и в центральной части Чукотки, низкие сопки имеют сглаженные очертания, а высокие – остроконечные. Можно думать, что здесь развивался почти сплошной покров льда, но малоподвижный по условиям орографии. Небольшие боковые морены были обнаружены по бортам долины



Р и с. 25. Затопление Чукотки в максимум развития бореальной трансгрессии
Суша показана штриховкой

р. Белой (Некрасов, Саяпин, 1957). Опираясь на различные источники и сопоставляя приведенные в них данные, попытаемся восстановить сценарий развития событий того времени.

По нашему мнению, в период оледенений оз. Эльгыгыттын являлось накопителем льдов⁸, но, по-видимому, они покрыли сразу всю поверхность Анадырского плоскогорья. После стаивания льдов озеро занимало огромную территорию. Это установлено И.А. Некрасовым и А.К. Саяпиным (1957) по находкам на высоких террасах в отложениях диатомовых водорослей.

Анадырское плоскогорье опускалось под тяжестью льдов, поэтому, когда они стаяли, образовалась бессточная впадина палеозера. Кроме того, воды бореальной трансгрессии, затопив Чаунскую низменность, по В.Н. Саксу (1953), немного не достигли Эльгыгыттинской впадины (рис. 25).

В 1974 г. в рыхлой толще надозерных террас мы обнаружили небольшое количество огромных валунов. Одни из них скатились на берег и в само озеро, другие оставались еще в толще на высоте 5–8 м, готовые обрушиться при незначительном воздействии. Эти валуны могут оказаться либо эрратическими, либо местными, обработанными прибоем во время высокого стояния озера или более низкого положения окружающих его понятий.

По-видимому, позднелейстоценовые оледенения на Анадырском плоскогорье и оставили те следы, о которых писал С.В. Обручев (1974). На оз. Эльгыгыттын он был всего один день, причем в зимнее время, поэтому многого увидеть просто не мог. Напротив, тщательные исследования И.А. Некрасова и А.К. Саяпина (1957) заслуживают большого доверия, кроме того, ими использованы фондовые материалы

⁸ В настоящее время ледовый покров оз. Эльгыгыттын стаивает к концу июля, а в некоторые годы не стаивает вообще, что и отражено в названии "Эльгыкэгыттын", в переводе с чукотского языка означает как "нетающее озеро" (Меновщиков, 1972). На современных топографических картах озеро дается под названием "Эльгыгыттын", что в этом варианте означает "Белое озеро" (Леонтьев, Новикова, 1989).

певекских геологов, изучавших эту территорию в течение многих лет. Так, ссылаясь на отчет В.Ф. Белого и К.В. Паракецова (1956), эти авторы указывают, что "страна испытала и испытывает поднятие". При этом северная часть Анадырского плоскогорья поднялась со времени крупной (явно бореальной) трансгрессии на 200 м, а район с. Мухоморного (в 125 км южнее озера) – только на 60–70 м. К.В. Паракецов (1961) пишет о поднятии всего Анадырского плоскогорья приблизительно на 50 м в конце "новочетвертичной эпохи". Поднятие плоскогорья привело к тому, что озеро осталось только в современной котловине.

Полученные ботанические данные хорошо согласуются с представлением о поднятии района оз. Эльгыгытгын. Его современное высотное положение обуславливает весьма суровый климат из-за постоянных поступлений арктических масс воздуха из Чаунской низменности. Когда район располагался ниже, циркуляционные отношения арктических и континентальных масс воздуха были иными: последние поступают сюда по долине Белой и далее по рекам Энмываам, вытекающей из него, и Юрумкувеем – из среднеанадырской депрессии. При более низком положении района озера в нем господствовали континентальные массы воздуха, как теперь океанические. Последние оказывают на озеро большее влияние, чем на Чаунскую низменность, расположенную севернее, но зато значительно ниже. На материковой Чукотке местный климат депрессии тесно связан с абсолютной высотой их днища: чем высота меньше, тем местный климат континентальнее при равной укрытости от прямого влияния морских ветров.

О том, что климат окрестностей оз. Эльгыгытгын совсем недавно был более континентальным, чем теперь, свидетельствуют наши находки стволов ив диаметром до 10 см в поверхностных слоях торфянистой толщи, подмываемой ручьем. В настоящее время такие ивы не встречаются, кустарниковая растительность здесь весьма угнетена и приурочена к наиболее закрытым местоположениям. Остатки стволов, причем не совсем сгнившие, найдены на шлейфе низкой сопки, обращенном в долину Энмываам, где теперь не растут даже низкие кустарники. Такие находки нами были сделаны в бортовых обнажениях р. Энмываам, несколько выше ее левого притока, р. Перекатной. В 1974 г. К.К. Скрипчинский обнаружил под дерниной на склоне горы дождевых червей, совершенно не характерных для Чукотки, но обычных в среднеанадырской депрессии. Наконец, в районе озера имеется несколько континентальных ксерофитов, встреченных лишь в одном месте – на крутом склоне среди скал. Безусловно, это реликты более континентальных условий. Выстроив все данные в одну цепь, нельзя не прийти к выводу, что усиление (по сравнению с недавним прошлым) океанического режима среды в районе оз. Эльгыгытгын связано именно с его поднятием.

О покровном оледенении Чукотки в самаровское время говорит также следующее. Допуская, что Чукотка еще не "всплыла" до изостатического равновесия, мы все же должны отдавать себе отчет в том, что многие уклоны, по которым текли ледники, исключительно малы. Современный уклон от среднего течения Амгуэмы до северного побережья не составляет и 1° . Чтобы этот уклон был, скажем, в 5 раз больше, мы должны представить и в 5 раз более высокий уровень днища долины Амгуэмы в среднем течении. Но и тогда общий уклон до северного побережья составит только 4° . Эта величина все равно весьма незначительна даже при нашем гипотетическом допущении, что высота уровня днища долины не 200, а 1000 м.

Из этих нехитрых расчетов следует, что возможность течения ледника по типу течения вязкой массы была ничтожно мала. И тем не менее он тек. Это происходило лишь потому, что мощность льда была не менее нескольких сотен метров, что обеспечивало движение верхних слоев льда при относительно малоподвижных нижних слоях. У. Патерсон пришел к выводу, что "скорость скольжения (по ложу. – Ю.К., Н.Ж.-Ч.) составляет примерно 10% поверхностной скорости" (Патерсон, 1972. С. 48) для ледника Атабаска в Канаде. Надо полагать, что если ложе ледника имеет

уклон менее 1° , то это соотношение еще меньше. Таким образом, для того чтобы на Чукотке образовались многокилометровые трог с крайне незначительным наклоном их дна, можно нарисовать следующую картину.

В местах аккумуляции льдов в период их накопления возникали мощные очаги. Они локализовались по окраинам хребтов или кряжей, спускаясь по горным долинам с большим уклоном. В прилегающем к горам конце широкой межгорной долины накапливался ледник подножия, который при достижении значительной мощности начинал течь по долине, т.е. верхние слои сдвигались по нижним. Нужно обладать сильным воображением, чтобы представить, что так ледники двигались на расстоянии более 200 км. Их движение не было обусловлено гравитацией, т.е. спуском по склону. Следовательно, в области, где ледник начинал расти (у подножий), он продолжал увеличиваться все время, пока фронт его наступал на незанятые территории. Именно поэтому мощность самаровских льдов могла достичь отметок самых высоких гор Чукотки или даже превысить их. Ледники, двигавшиеся указанным способом, обладали малой способностью к переносу обломков горных пород. Значительно большую работу по выпаживанию ложа и переносу обломков пород производят тонкие ледники (50–200 м), у которых нижние слои двигаются почти с такой же скоростью, как и верхние (Патерсон, 1972), если, конечно, ледники лежат на наклонном ложе.

М. Мейер (1968) писал, что "почти ничего неизвестно о том, почему в одном месте ледник эрозирует, а в другом (или в том же самом месте, но в другое время) отлагает обломочный материал подо льдом". По-видимому, различные виды ледниковой деятельности связаны прежде всего с динамикой ледового потока. В период интенсивного роста и быстрого движения ледник более эрозирует и тащит на себе и в себе обломочный материал. В период временного замедления роста и застопоривания, скажем во время необыкновенно теплого лета, ледник "разгружается".

Приведенные рассуждения в какой-то мере соответствуют гляциоизостатической схеме, хотя почти все указанные здесь авторы считают причиной вертикальных движений участков земной коры только тектонику. Можно, однако, предполагать, что в большинстве случаев исследователи, сталкивающиеся с фактами вертикальных движений участков земной коры, просто постулируют их тектоническую причину. Во всяком случае в настоящее время не имеется серьезных препятствий для попытки привлечь в качестве объяснения вертикальных перемещений разных частей Чукотки гляциоизостатическую гипотезу. Использование ее позволяет весьма логично представить последовательность и причинность крупных событий в плейстоцен-голоценовое время на Чукотке. Нельзя не отметить тот факт, что все больше накапливается данных о чередовании в плейстоцене эпох оледенений и трансгрессий. Думать, что эти чередования соответствовали тектонической цикличности (поднятия–опускания) нет никаких оснований, и на этот счет не имеется даже логической схемы, аналогичной гляциоизостатической концепции.

Совсем недавно концепция гляциоизостазии подверглась серьезной критике со стороны С.А. Евтеева и Г.И. Лазукова (1967). Однако следует признать, что их доводы не всегда достаточно убедительны, хотя нельзя также не согласиться с ними в том, что должно быть проведено специальное изучение роли гляциоизостазии в колебаниях земной коры. Основной вывод этих авторов следующий: "Безусловно, полностью сбрасывать со счета гляциоизостатический фактор нельзя, однако при выявлении его роли надо постоянно иметь в виду и учитывать в построениях тот несомненный факт, что главной движущей силой колебательных движений земной коры являются собственно тектонические движения" (с. 54). Возможно, это и так, но часто важна не сама движущая сила, а механизм ее действия.

До недавнего времени Канадский Арктический архипелаг считался сейсмически

спокойным, а очевидное поднятие его связывалось только с гляциоизостазией. Сооружение на архипелаге сейсмических станций позволило обнаружить слабые подземные толчки (Юинг, 1968). Автор считает, что "сейсмические и тектонические наблюдения помогут оценить суммарную нагрузку льда в тех районах, где нет признаков поднятия древнего берега, так как во время оледенения он был погружен под тяжестью льда ниже уровня моря" (с. 218).

Уже было сказано, что гляциоизостазия взаимодействует с тектоникой, но каков характер этого взаимодействия – складывается направление движений или, наоборот, гасится – совершенно неизвестно. Во всяком случае в дальнейшем мы будем говорить о гляциоизостазии с учетом ее возможной инициации тектоническими движениями, совпадающими по знаку. Такой подход вполне оправдан, хотя ряд авторов, не полагающихся всецело на тектонику, добавляют к ней только гляциоэвстатический фактор, избегая гляциоизостатического. Так, С.Ф. Бискэ (1967), характеризуя периодичность существования Берингова пролива и его осушения, пишет, что "достоверных данных, которые указывали бы на всегда преобладающую роль неотектоники в этом процессе, пока нет. Очевидно, здесь происходило сложное сочетание эвстатического и неотектонического факторов, взаимодействие которых не поддается точному анализу" (с. 49). К такому же выводу пришел С.Ф. Филипас (1973), исследуя современную сейсмотектоническую активность дна Берингова моря и его обрамления. Он считает, что гляциоэвстатический фактор в образовании БМС был решающим.

Т. Карлстром (1965) указывает, что "сопоставимость независимо друг от друга датированных разрезов ледниковых отложений и морских осадков зал. Кука надежно свидетельствуют о гляциоэвстатическом происхождении изменений уровня моря, и, таким образом, местные гляциологические данные могут в общих чертах отражать климатические изменения в более широком регионе" (с. 17)⁹. Несмотря на региональные особенности любого широкомасштабного явления, которые могут либо подчеркивать это явление, либо значительно затушевывать его, последняя мысль Т. Карлстрема в приведенной цитате разделяется, по-видимому, большинством палеогеографов. А.В. Шер (1971), в частности, считает, что "если смена эпох похолодания и потепления установлена в районах, близких к изучаемому по географическим условиям, можно смело считать, что их необходимо найти в данном районе" (с. 132), А.В. Шер приводит мнение И.П. Карташова о синхронности палеогеографических явлений на Северо-Востоке России и на всем Северном полушарии.

Действительно, подсчитано, что при максимальном оледенении уровень Мирового океана понижался на 110 м (Марков, Суетова, 1965). Однако гляциоэвстазия не может быть использована при объяснении возникновения осушенных высоких морских террас, так как если бы все существующие льды растаяли, то уровень Мирового океана повысился бы только на 66 м (Калесник, 1951, 1963). В то же время на Чукотке имеются террасы морского генезиса, расположенные на высотах 200 м. Чтобы заполнить получающийся разрыв между высотами террас и максимальным уровнем океана при полностью стаявших льдах, прибегают к двум гипотезам: гляциоизостазии и геократических колебаний уровня Мирового океана, вызванных изменением емкости океанических впадин. Последнее обусловлено движениями земной коры.

Сторонники геократонной гипотезы считают, что только она может объяснить образование одновысотных террас, имеющих планетарное распространение (Кузин, 1970; Северный Ледовитый..., 1970). Эти террасы, согласно геократонной гипотезе, образовались в результате мировой трансгрессии. Р.В. Фэйрбридж (1968, 1970) указывает, однако, что "необходимо все же иметь данные о том, что эта трансгрес-

⁹ Вместе с тем Т. Карлстром справедливо заключает, что ледники могли развиваться при различных и не всегда известных комбинациях метеорологических условий. Поэтому выводы о палеоклиматических изменениях на основании гляциологических и других материалов являются самыми общими.

сия происходила повсюду на Земле" (1968. С. 323). Он подчеркивает необходимость обратить внимание на исследование геодезических колебаний уровня моря. По мнению Р.В. Фэйрбриджа, вертикальные перемещения гидросферы тесно связаны со смещением полюсов и, следовательно, со смещением земной коры относительно оси вращения Земли. Это обусловлено меньшей инертностью гидросферы по сравнению с литосферой. Значит, вертикальные смещения гидросферы не однозначны. Такой материк, как Австралия, может в одно и то же время подвергаться и трансгрессии и регрессии. Исследования Р.В. Фэйрбриджа касаются палеоклиматов в связи с биохимической историей планеты. Легко видеть, что его концепция, основанная на изучении ледниковых эпох, трансгрессий и регрессий моря за 600 млн лет истории Земли (с кембрия), не согласуется с геократонной гипотезой, хотя Р.В. Фэйрбридж и признает, что "выделяются мегафазии некоторых эпох, которые, по-видимому, всюду на Земле характеризуются одним и тем же знаком движения" (с. 270). Следовательно, для некоторых эпох геократонная гипотеза применима. Насколько эта гипотеза соответствует событиям кайнозоя, едва ли можно сказать с определенностью. Вполне возможно, что геократические колебания уровня океана проявились в третичное время; что же касается квартала, то, вероятно, те данные, которые имеются в пользу этой гипотезы, еще недостаточно убедительны.

Хотя в принципе геократонная и гляциоизостатическая гипотезы различны, между ними существует связь. Надо полагать, что опускание дна Алеутской впадины связано с повышением Корякского нагорья; опускание дна Чукотской впадины сопряжено с поднятием Амгуэмо-Куветского массива. Опускание дна Арктического бассейна к северу от Земли Франца-Иосифа с 800 до 3000 м всего около 2000 лет назад (Кошечкин, Кудлаева, 1970) связано с поднятием Скандинавии и Кольского полуострова, закончившимся несколько раньше. При этом перепад глубин 2200 м севернее Земли Франца-Иосифа соответствует только за предпоследние 3500 лет 40 м подъема северной части Кольского полуострова. В последние 3500 лет происходило поднятие, в котором, как считает Б.И. Кошечкин, отсутствует гляциоизостатическая компонента, однако вряд ли можно в наше время дифференцировать причины поднятия. Для Северо-Запада Европы, отличающегося тектоническим покоем, маловероятно представить иную причину поднятия, кроме гляциоизостатической. В послеледниковое время водораздел между Белым морем и Онежским озером поднялся на 110–140 м (Растительность..., 1938). Образование отдельных глубоководных впадин, конечно, не может сказываться значительно на уровне всего Мирового океана. Но синхронное образование многих впадин и такие грандиозные опускания, какие, например, предполагаются в Тихом океане (гипотетическая Пацифида), безусловно, сильно повлияли бы на этот уровень. Стоит, однако, отметить, что У.Г. Бухер (1968), ссылаясь на исследования Ф. Венинг-Мейнеса и М. Юинга, пишет, что под просторами океанов не скрыто никаких "провалившихся частей континентов" (с. 5). Но о просадках океанического дна накапливается все больше данных. Дно океанов имеет земную кору в несколько раз менее мощную, чем суша, поэтому оно подвержено более интенсивным воздействиям вулканизма и тектоники. В свете наших рассуждений достаточно сказать, что геократонная гипотеза относится к числу прогрессивных¹⁰. В ряде случаев она может быть согласована с гляциоизостатической, т.е. взаимовлияние соответствующих процессов столь велико, что практически представляет собой единый процесс. С такой ситуацией мы, видимо, сталкиваемся в Арктическом бассейне. Многие исследователи считают, что циркумполярный арктический шельф существовал в значительной мере благодаря гляциоизостазии (Стрелков, 1970).

¹⁰ Г.У. Линдберг (1970) связывал с нею нерестилища сибирских полупроходных рыб, расположенные на одной и той же абсолютной высоте у каждого вида. Этот феномен объясняется влиянием 180-метровой и последующих, менее мощных трансгрессий. С ними же связывается развитие эндемизма, появление арктического животного – нерпы – в Байкале и другие интересные факты.

Данное предположение может быть принято в качестве рабочей гипотезы.

Прекрасно выполненный рисунок на суперобложке книги М.И. Будыко (1974) по существу неправилен. Он показывает сплошное распространение льдов от Северного полюса до южного предела распространения материковых льдов в Европе. На самом деле материковые льды практически не смыкались с океаническими. Их разделяла полоса осушавшегося полярного шельфа (см. рис. 25).

Хотя шельф затонул в послеледниковое время, на современной северной окраине суши были обнаружены участки, никогда льдами не покрывавшиеся. Такие участки были установлены, в частности, В. Рамсеем (Hultén, 1937a) в северо-западной части Кольского полуострова (п-ов Рыбачий, о-в Кильдин). Возможно, что на Кольском полуострове были и другие свободные ото льда участки, притом с весьма благоприятной обстановкой, поскольку иначе невозможно представить, как могли сохраниться на этом полуострове такие доледниковые реликты, как *Polystichum lonchitis* (Растительность..., 1938).

Е.С. Короткевич (1972) пишет, что во время максимального оледенения (около 200 тыс. лет назад) береговая линия была ниже современной на 500–700 м в приатлантической и на 100–200 м в притихоокеанской областях. Это означает, что в североатлантическом секторе, так же как и в берингийском, существовал мост и льды не могли выноситься в Атлантический океан, как думает Е.С. Короткевич. Северо-Атлантический подводный хребет находится сейчас на глубине 200–600 м.

Иногда считают, что третичные представители биоты могли сохраниться около горячих источников, близ которых и в ледниковый период обстановка была сравнительно благоприятной. Однако для особенно древних представителей биоты Чукотки критическим временем были не только оледенения, но и мощные трансгрессии. Последние, безусловно, заливали районы выходов горячих вод на земную поверхность на востоке Чукотского полуострова, поскольку еще и теперь около этих выходов, иногда значительно удаленных от побережий, растут приморские галофиты, нашедшие здесь благоприятный солевой режим (Тихомиров, 1957).

После самаровского оледенения, в казанцевское время, произошла самая крупная, бореальная, трансгрессия. Согласно Ш.Ш. Гасанову (1969), "бореальное море вторглось в пределы восточной Чукотки, заливая низменные территории, и образовало два крупных эпиконтинентальных морских залива – Анадырский и Ванкаремский... Во время максимума трансгрессии Анадырский бассейн, вероятно, посредством пролива сообщался с заливом Креста... Ванкаремский бассейн занимал всю северную часть Ванкаремской низменности и глубоко вдавался в сушу ингрессионными заливами по долинам рек Ванкарем, Кымынейедем, Линатхырвуаам" (с. 99). Далее Ш.Ш. Гасанов указывает, что "континентальные отложения, относящиеся к этому межледниковью, не установлены, но на побережьях бореального моря и в горах, вероятно, продолжала существовать мерзлая толща" (Там же. С. 100).

Эта же трансгрессия заливала Яно-Индигирскую (Иванов, 1970), Северо-Сибирскую (Жуков и др., 1970; Крюков, Рогожин, 1970; Пинчук, 1970), Печорскую и Западно-Сибирскую (Генералов и др., 1970) низменности. Пай-Хой в период бореальной трансгрессии был залит до высоты 300–350 м над ур. моря (Растительность..., 1938). Основываясь на сопоставлении морфологических особенностей рельефа и поверхностной рыхлой толщи в разных пунктах (в том числе тех, о которых существуют сведения в геологической литературе), мы предполагаем, что бореальная трансгрессия распространялась в глубь Чукотского полуострова более, чем показано Ш.Ш. Гасановым (1970). По-видимому, воды трансгрессии заполняли все межгорные долины Чукотского полуострова, который представлял собой архипелаг очень сближенных горных островов, в который вдавалась складка хребта Искатень.

Вероятно, бореальная трансгрессия может быть отождествлена с колючинской трансгрессией (Пуминов и др., 1972, 1973), которую авторы относят к среднему плейстоцену, обуславливая ее происхождение тектоническими подвижками в конце раннего—начале среднего плейстоцена. По мнению этих авторов, колючинская трансгрессия началась на юго-востоке Северной Чукотки, а на ее северо-западе она проявилась уже в конце верхнего плейстоцена. На амгуэмо-колючинской территории воды этой трансгрессии омывали высоты с современной отметкой до 160 м.

Во второй половине среднего плейстоцена, по тем же данным, развилось оледенение, которое при достижении максимума вошло в контакт с водами колючинской трансгрессии (Пуминов и др., 1972, 1973). В то же время эти авторы указывают, что "по-видимому, во время колючинской трансгрессии чукотская суша была занята лесотундровыми ассоциациями с участием *Pinus*, *Betula*, *Alnaster*". Сочетание растущего оледенения, мощной трансгрессии и лесотундры кажется маловероятным и позволяет думать, что в данных представлениях (Пуминов и др., 1972) сведены к одному периоду события разного времени. В этом и нет ничего удивительного, так как авторы используют материал только по Северной Чукотке. Тектонические движения, по существу, постулируются для объяснения колебаний уровня моря, поэтому не исключается возможность иных толкований причин вертикального движения земной коры, как например, это было показано выше.

Согласно Р.Е. Гитерман и др. (1968), а также Ш.Ш. Гасанову (1970), граница лесной зоны в период бореальной трансгрессии доходила до нынешних берегов Анадырского залива. Очевидно, к этому же времени относятся спектры из верхней части толщи мыса Дионисия, которые включают пыльцу ели (до 20%), кедрового стланика и лиственницы (Васьковский, Терехова, 1970). По мнению этих авторов, нижняя часть той же толщи содержит тундровый пыльцевый спектр "с преобладанием пыльцы карликовых березок, ольховника, верескоподобных, злаков и сфагновых мхов" (с. 244). Авторы считают, что нижняя часть толщи отлагалась в последние стадии мезоплейстоценового (самаровского) оледенения. Следовательно, верхняя часть характеризует казанцевское межледниковье, сопровождаемое бореальной трансгрессией. С этим хорошо согласуется мнение Ш.Ш. Гасанова (1969) по поводу, очевидно, тех же самых слоев мыса Дионисия. Спорово-пыльцевые спектры получены из межморенных морских глин. Они включают березку, ольховник, ольху, иву, сосну (вероятно, *Pinus pumila*) и ель (*Picea* sect. *Omorica*). В отличие от спектра А.П. Васьковского и В.Е. Тереховой (1970) в этом спектре нет *Larix*. Пыльца недревесной растительности играет подчиненную роль. По мнению Р.А. Баскович (1959), растительность в эпоху накопления морских глин была более тепло- и влаголюбивой, чем современная (Гасанов, 1969). Между тем сам этот автор относит описываемые им слои к верхнеплейстоценовому (Q_{III}^3) межледниковью, т.е. к каргинскому времени. Но если учесть заключительные его данные, согласно которым в Нижне-Анадырской низменности "подошва нижнеплейстоценовой (Q_{II}^2) морены залегает на 40–50 м ниже современного уровня моря" (с. 183), то очевидно, что время формирования приведенного спектра должно быть казанцевским. Близ м. Дионисия нет следов самого позднего (сарганского) оледенения, в том числе морен, поэтому межморенные глины имеют казанцевский возраст.

На этот счет высказывался и А.В. Шер (1971), хотя его представление об Анадырской низменности как о "заповеднике ледников" вследствие благоприятного расположения к влажным ветрам не может быть принято. Он пишет: "В наиболее древние ледниковые образования вложена III надпойменная (самая высокая) терраса рек – притоков Анадыря. Есть основания предполагать, что с этой террасой связаны остатки теплолюбивой флоры с елью (Нейштадт, Тюлина, 1936), фиксирующие

последнее проникновение ели в низовья Анадыря (согласно Р.Е. Гитерман и др. (1968), это проникновение ели на Анадырь не последнее. — Ю.К., Н.Ж.-Ч.), а также остатки мамонта раннего типа (Граве, 1958). В таком случае вполне обоснованно было бы предполагать, что эта терраса имеет казанцевский возраст, т.е. относится к первому верхнечетвертичному межледниковью, а подстилающие ее ледниковые отложения — к среднему плейстоцену" (с. 42). Н.А. Граве (1956) приводит (по С.Е. Синицкому) стратиграфический разрез на восточном берегу залива Канчалан. На глубине 7,15 м здесь залегают моренные суглинки с гравием, галькой и валунами мощностью 1,8 м. По всей вероятности, это самаровский слой. Выше по разрезу ледниковых наносов нет, но имеются слои тонкозернистых морских песков и погребенный торфяной слой на глубине 5 м. В этих слоях найдена пыльца ели, лиственницы, кедровника, березы, ольховника. Далее Н.А. Граве (1956) пишет: "Тонкозернистые зеленоватые пески, ленточные глины, залегающие выше морен, достигающие мощности 10 м, слагают 7–12 м террасы и своим основанием уходят под уровень моря. Они широко распространены в районах побережья Канчаланского залива и по долине р. Канчалан, где описаны В.М. Пономаревым (1952). В этих отложениях много пылицы, в том числе ели и лиственницы" (с. 14).

Это описание, как нам кажется, хорошо согласуется с представлением, что во многих местах Чукотки отложения бореальной трансгрессии лежат на поверхности, хотя вовсе не обязательно, что они образованы зеленоватыми песками или ленточными глинами. На морских побережьях как сейчас, так и в период бореальной трансгрессии в одних местах отлагались пески и глины, в других — галька и гравий. Данные Н.А. Граве следует понимать так, что позднеплейстоценовые ледовые покровы не достигали Анадырского залива. Однако Ш.Ш. Гасанов (1969) думает иначе.

На террасе р. Рауча также найдены семенные чешуи и семена *Picea obovata* (Васьковский, Терехова, 1970), по-видимому относящиеся к началу бореальной трансгрессии. Упомянутые авторы склонны относить эти остатки к микулинскому межледниковью в Европе, синхронному казанцевскому времени в Сибири. Как полагает А.В. Ложкин (1973), "на Западной Чукотке в оптимуме казанцевского времени существовали светлослойные лиственничные леса, включающие некоторые виды современных лесов Центральной Якутии (*Larix sibirica*, *Picea obovata* и др.)" (с. 71). С приближением зырянского похолодания эти леса сменились тундрами и лесотундрами с единственной древесной породой *Larix sibirica*. По-видимому, в Северной Чукотке сохранялись местные леднички. Один из них покрывал шапкой Ванкаремскую сопку, которая в наши дни отделена от рыхлой толщи глубокой впадиной и на склонах которой до самого дна впадины не встречается даже единичная галька¹¹.

¹¹ В какой-то мере сохранение локальных ледничков в Ванкаремской низменности в период бореальной трансгрессии, а следовательно, межледниковья и потепления, согласуется с концепцией Д.М. Колосова (1947) о сочетании условий поли- и моногляциального развития. При этом "поли" автор относит к горному рельефу, а "моно" — к окраинным равнинам, т.е. в горах происходили чередования оледенений с межледниковьями, а на окраинных равнинах было практически непрерывное оледенение, которое во времена, соответствующие межледниковьям в горах, только несколько деградировало. Однако нужно подчеркнуть, что, если в период бореальной трансгрессии в Ванкаремской (и, вероятно, в других) низменности и оставались леднички, то, во-первых, их было мало, а во-вторых, они все же были приурочены к горным элементам рельефа среди равнины, которую заливало море. Основной вывод Д.М. Колосова о "несогласном развитии ледниковых ландшафтов областей горного пояса, подверженных океаническому влиянию, и северных окраин с их устойчивым континентальным режимом" (с. 61) должен быть пересмотрен в свете современных данных о погружениях и осушениях шельфа. "Устойчивый континентальный режим" является, вообще говоря, губительным для ледового покрова, а не спасительным. Но допустим, что затопление шельфа способствовало сохранению ледового покрова на окраинных низменностях (что уже противоречит концепции Д.М. Колосова). Тогда данная концепция, поскольку она более всего касается Яно-Колымской низменности, вступает в противоречие с палеоботаническими данными о том, что на о-ве Котельном (Новосибирские острова) в казанцевское время растительность была богаче, чем теперь, а для каргинского времени есть еще более

Таким образом, один склон впадины (сопочный) каменисто-щебнистый, другой – галечниковый. Это могло быть только в том случае, если морские воды не соприкасались с той частью склонов Ванкаремской сопки, где есть эта впадина. Шапка льда протягивалась на соседний выход коренных пород, имеющий вид холма и высоту, как у соседнего холма, образованного уже галькой. На холме коренных пород до самого основания гальки нет. Вытнутый холм из гальки, вероятно, представляет собой береговой вал. Верхнюю морену, показанную в районе Ванкаремской сопки Ш.Ш. Гасановым (1970), которая, якобы, перекрывает отложения бореальной трансгрессии, мы не обнаружили¹². Вдоль р. Ванкарем терминальный комплекс наиболее развитого верхнеплейстоценового оледенения находится в 10 км от устья р. Рекуул, вверх по Ванкарему. Близ Ванкаремской сопки отложения бореальной трансгрессии лежат на поверхности. Толща этих отложений сильно расчленена размывами и нивацией. Впадины ориентированы неоднозначно. Интересно, что близлежащие к Ванкаремской сопке увалы с юга окружают ее полукругом. По Ш.Ш. Гасанову (1970), "в районе Ванкаремского бассейна благодаря охлаждающему влиянию Северного Ледовитого океана развивалась менее разнообразная, близкая к современной кустарниково-травянистая растительность" (с. 406). Однако современная растительность Ванкаремской низменности не является кустарниковой. В более ранней работе Ш.Ш. Гасанов (1969) приводил для последнего межледникового (каргинского времени) на р. Кымынейе (в 70–80 км от ее устья) *Betula*, *Alnaster*, единичные зерна пыльцы *Pinus subg. Harpoxylon*, вересковидные кустарнички и разнотравье. По-видимому, эти слои должны относиться к казанцевскому времени.

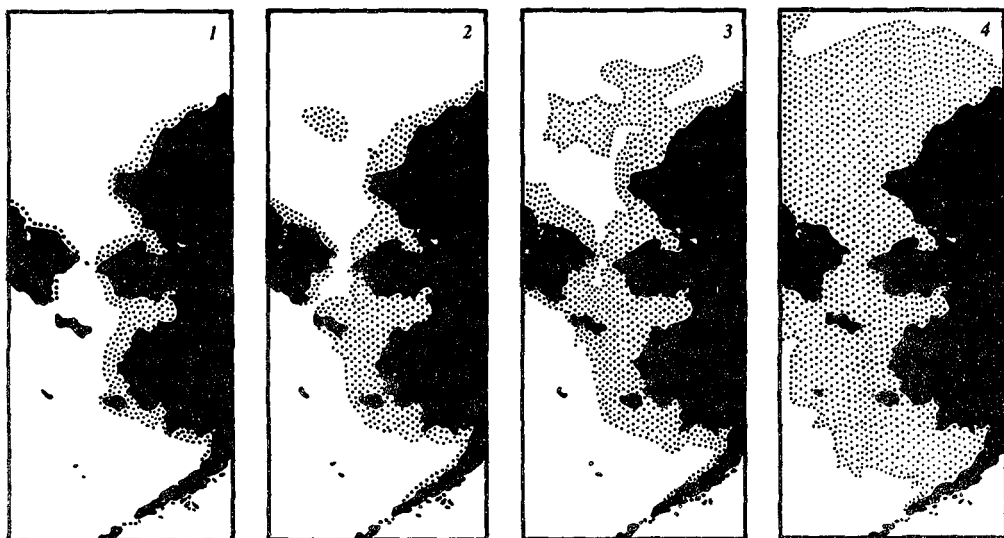
О.М. Петров (Petrov, 1967) выделил на Восточной Чукотке валькатленскую трансгрессию, синхронную бореальной. Он считает, что растительность валькатленской трансгрессии была аналогична современной. Вместе с тем он указывает, что в спектрах озерных отложений преобладает пыльца ольховника, а иногда и березы (вероятно, кустарниковой). Однако преобладание пыльцы ольховника, несомненно, указывает на более благоприятные климатические условия, чем сейчас.

Лесная растительность на современных берегах Анадырского залива могла существовать лишь до того, как Анадырская низменность начала заливаться водами бореальной трансгрессии. Последующее осушение низменности, по-видимому, связывалось с гляциоизостазией, т.е. постепенным "всплыванием" территорий, бывших подо льдами. Ш.Ш. Гасанов (1970) считает, что Анадырский бассейн занимал практически всю Анадырскую низменность. По берегам бассейна росли береза, ольховник, древовидная ольха, ива, сосна, ель (*Picea sect. Omorica*), вересковидные кустарнички, зеленые и сфагновые мхи.

В южной части Чукотского полуострова "понижения и долины были заняты заболоченной ольхово-березковой лесотундрой с обилием кустарниковой березки, ольховника. В травяно-кустарничковом ярусе произрастали голубика, вороника, морозника, вахта, осоки" (Гитерман и др., 1968. С. 73). Таким образом, на Чукотском полуострове климат был суровее, чем в бассейне Анадыря, что резонно связывать с его повысившейся океаничностью и более северным положением.

определенные данные – на острове по долинам рек имелись рощи крупных кустарников и мелких деревьев (*Alnus fruticosa*, *Salix* sp., *Betula alba*). Эти растения могли попасть на остров, когда он еще соединялся с материком, т.е. вскоре после оледенения, но уж, конечно, не через полосу льдов, покрывавших низинную равнину. То, что эти виды попали на остров по суше, а не были, скажем, в виде семян занесены ветром, доказывает синхронное существование на острове мамонтового комплекса (Короткевич, 1972).

¹² В окрестностях Ванкаремской сопки мы проделали маршруты от низовья р. Ванкарем до лагуны Нутауге и от устья Рекуула до мыса Ванкарем и на всем этом огромном пространстве, особенно в районе Ванкаремской сопки, не встретили крупных валунов. Поэтому весьма странно было видеть валуны, сложенные кругом, что могло обозначать только то, что это поселение, оставленное чукчами, которые облаживают валунами яранги. Где они взяли эти валуны, так и осталось для нас загадкой.



Р и с. 26. Распределение суши и моря в районе Берингова пролива (по: Hopkins, 1972)
Понижение моря (в м): 1 – 23; 2 – 36; 3 – 45; 4 – 91

По-видимому, Ш.Ш. Гасанов (1970) просто не затрагивает территорию западнее Анадырской низменности. Имеющиеся данные позволяют думать, что трансгрессия была значительно крупнее и на юге Чукотки, чем это представляет Ш.Ш. Гасанов. Воды бореальной трансгрессии заливали всю Анадырскую низменность и проникали в Усть-Бельскую и Марковскую впадины. Последняя поднята над уровнем моря в настоящее время всего лишь около 30 м. Террасы р. Белой образованы морскими отложениями (Некрасов, Саяпин, 1957). По личному сообщению в 1975 г. геоморфолога Г. Скрыльникова такие же террасы наблюдались им на р. Танюрер. В 1945 г. Б.Е. Ерофеев указывал на наличие в Марковской впадине морских отложений (Колосов, 1947).

Ш.Ш. Гасанов (1970) полагает, что "в начале позднего плейстоцена различия в растительном покрове северного и южного побережий Чукотки носили более контрастный характер по сравнению с современным" (с. 407). В действительности же различия, установленные Ш.Ш. Гасановым, могли быть не только пространственными, но и временными, сопровождающимися этапами трансгрессии.

Скорее всего, к казанцевскому периоду относится представление А.П. Пуминова и др. (1972) о том, что "чукотская суша в позднем плейстоцене представляла собой низкогорную страну, у берегов которой, находившихся на современных высотных отметках +160 м на юго-востоке и около современного уровня моря на северо-западе, существовали многочисленные острова, соответствующие современным изолированным возвышенностям" (с. 51). Таким образом, вся Чукотка в это время имела преимущественно океанический климат.

На наличие морских отложений с фауной на современных высотах 160 м на Чукотском полуострове указывали также А.С. Ионин и др. (1960), предполагавшие их доледниковое образование. Однако эти авторы допускали лишь двукратное оледенение. Межледниковые морские отложения, по их мнению, не превышают 40–60 м, что вполне отвечает позднему плейстоцену с двумя оледенениями. Следовательно, морские отложения на высотах 150 м нужно относить к дозырянскому времени, т.е. к казанцевскому межледниковью.

На Аляске бореальной трансгрессии соответствовала пелукская трансгрессия (Hopkins, 1967), во время которой леса типа нынешних продвигались на 50–80 км запад-

нее современного их предела и росли в районе Нома и близ залива Коцебу¹³. Пелуская трансгрессия прерывалась похолоданием (и отступлением береговой линии Берингова пролива (рис. 26), во время которого произошли криогенные изменения поверхностных слоев грунта и уровень вечной мерзлоты поднялся (Hopkins, 1967). Видимо, похолодание не было продолжительным. Уровень вечной мерзлоты вновь понизился, и интенсивное выветривание привело к образованию лёсса, в котором укоренялись деревья на месте безлесных ранее пространств. Деревья, однако, были небольшие. Их остатки в настоящее время перекрыты висконсинским лёссом (McCulloch, 1967).

Некоторые исследователи предполагают, что в то время (сангамон) Северный Ледовитый океан освободился ото льда (Брукс, 1952; Кроуэлл, 1968; Хиббард, 1969; и др.).

Маловероятно, хотя и не исключается, что в период максимального оледенения на выступавших из-под льда гребнях гор обитали какие-либо растения, как сейчас на гренландских нунатаках (Ostenfeld, 1926). Следовательно, автохтонная преемственность современной флоры Чукотского полуострова, включая переходную полосу, в основном связана с океанической фазой климата, поскольку последующие оледенения не покрывали Чукотский полуостров полностью; часть растений переживала их на месте. Континентальный элемент флоры отсутствовал во время бореальной трансгрессии на Восточной Чукотке, в том числе в ее переходной полосе, и то, что мы видим сегодня, является результатом более поздних миграций.

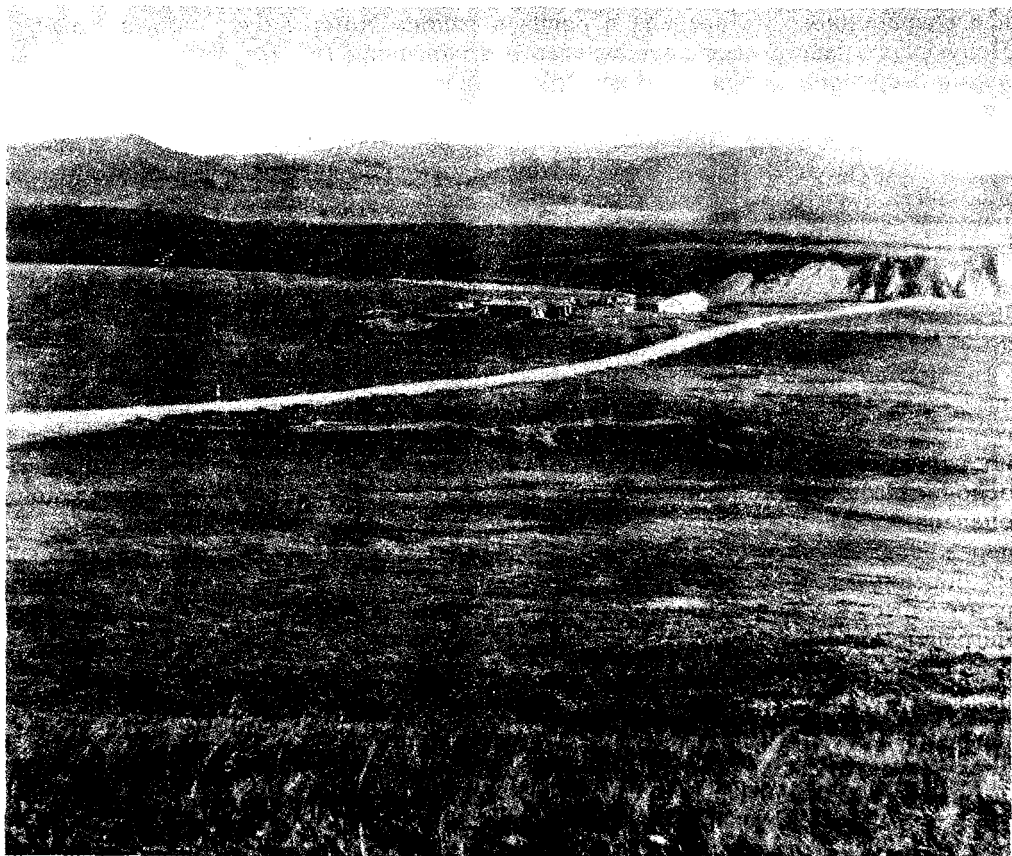
РЫХЛАЯ ПОВЕРХНОСТНАЯ ТОЛЩА И ПОДНЯТИЕ ЧУКОТКИ

Гляциоизостатическая гипотеза теснейшим образом связана с представлением о характере формирования поверхностной рыхлой толщи Чукотки. Поскольку рыхлые галечниковые отложения во многих местах перекрывают основную (или донную) морену, то они не могут иметь более ранний возраст. Весь вопрос в происхождении этих отложений – водно-ледниковые они или морские. Исходя из концепции гляциоизостазии, можно предположить, что максимальное оледенение, вызвав сильную просадку Чукотки, а затем исчезнув, и явилось причиной мощной бореальной трансгрессии, так как изостатическое "всплытие" – очень долгий процесс. Некоторые авторы считают (и это необходимо допустить), что бореальная трансгрессия была обусловлена низким положением всей чукотской суши или ее блоков, но причину опускания они видят только в тектонике (Баранова, Бискэ, 1964).

Приведем некоторые наблюдения на исследованной территории, свидетельствующие в пользу гляциоизостатического поднятия.

На левобережье Амгуэмы имеются обширные, сильно расчлененные древние поверхности, образованные рыхлой толщей (рис. 27). Если соединить верхние точки останцов этой толщи, то получим цельную поверхность, простирающуюся от поворота реки, где планировался один из створов Амгуэмской гидростанции (Железнов, Кожевников, 1988), на север до ее устья. Поверхность имеет хорошо заметный уклон к Амгуэме, что (по: Север..., 1970; Шило, 1970) является признаком происходящего поднятия внешнего края долины реки. Поверхность имеет также уклон к северу. Рыхлые галечниковые отложения этой поверхности тянутся непрерывно от побережья Чукотского моря близ дельты Амгуэмы до северных склонов хребта Искатень, вдаваясь в долину р. Укоэчхойгуам. Эта же толща подступает к хребту Искатень с юга, ее останцы наблюдались нами в верховьях р. Канчалан (с одной стороны залива Креста) и в нижнем течении р. Янрамавээм, в 20 км к востоку от

¹³ Несколькими годами ранее автор (Хопкинс, 1965) считал, что в районе Нома была тундра, но в дельтовых отложениях того времени были обнаружены стволы елей до 7 см в диаметре, а также пыльца ели (Picea) – до 10%, ольхи (Alnus), березы (Betula), разнотравья и осок (Carex) – до 13%.



Р и с. 27. Днище долины р. Амгуэмы выстилает мощная рыхлая толща сложного генезиса
Видны р. Амгуэма и высокая терраса на ее левобережье. Долину пересекает трасса Эгвекинот–Иультин

верховьев залива Свободный (с другой стороны залива Креста); ею образованы предгорные террасы в осушенных частях фьордов залива Креста. В районе горы Кымыней наблюдалось перекрытие этой толщей среднеплейстоценовой (иллинойской) донной морены, здесь же галечниковая (морская) толща перекрывается лёссовидными суглинками верхнечетвертичного (висконсинского) оледенения, конечные морены которого вынесены в Ванкаремскую низменность в 70–80 км от побережья Чукотского моря.

На левобережье Амгуэмы близ моста, на склоне высокой террасы, на глубине 3–4 м залегает прослойка древнего ила темно-серого цвета мощностью около 1,5 м, которая прослеживается выше по р. Чантальвеергын. Совершенно ясно, что эта прослойка не водно-ледникового, а морского происхождения (то, что она поднимается по Чантальвеергыну на несколько десятков километров, исключает предположение об осаждении ила в озере, некогда здесь существовавшем). Такая же прослойка отмечена и в нескольких десятках километров к востоку на правом берегу р. Ванкарем, напротив устья р. Рекууль.

В пользу морского происхождения рыхлой толщи можно выдвинуть и следующий аргумент: петрографически толща везде совершенно однородна, а водно-ледниковые отложения немало связаны петрографией с составом горных пород области выноса. Поскольку на исследованной территории существуют два генетически различных геологических комплекса (Искатеньский и Амгуэмо-Куветский), то следовало бы ожидать различий в петрографии толщи в соответствующих районах, если принять ее водно-ледниковое образование. Визуально эти различия не обнаруживаются; толща



Р и с. 28. Разлом, по которому течет р. Амгуэма (район "труб")

всюду производит впечатление однородной: на Ванкаремской низменности в долине Укоэчхойгуам, на высотах террас правого берега Амгуэмы и расположенных на сотню метров выше амгуэмских террас р. Мараваам (левогобережного притока Амгуэмы).

Поверхность рыхлой толщи местами поднята до 300 м и выше над ур. моря. Невероятно допустить, что в квартере море поднималось на такую высоту, но вполне вероятно, что в казанцевское время (иллинойс-висконсин) на еще большую высоту была опущена оконечность крайнего Северо-Востока Азии под изостатическим действием покровного иллинойского (самаровского) оледенения (Hopkins, 1972). Ледники опускались в море по тектоническим впадинам, склоны которых обрабатывались льдом и которые в настоящее время представляют фьорды: на выходе из них на морском дне лежат морены (Бискэ, 1967).

Всплывание Восточной Чукотки после иллинойса вновь сменилось погружением в висконсине, которое на этот раз было меньшим (поскольку меньшим было и оледенение) и соответственно сопровождалось не столь мощной трансгрессией. Водные потоки при таянии висконсинских льдов сильно размывали отложения бореальной трансгрессии при выходах из долин и местами перекрыли их водно-ледниковыми отложениями, но во многих местах перекрытия не произошло.

Как можно судить по цокольным террасам, мощность рыхлой толщи колеблется от нескольких метров к югу от хребта Искатень до 50 м к северу от него, что, в частности, свидетельствует о различном положении районов Чукотки относительно уровня моря в ходе бореальной трансгрессии. Сейчас известно, что поднятие происходит также несинхронно для всей территории; различные участки поднимаются с



Р и с. 29. Более плотные породы при воздымании гор образуют причудливые останцы (кекуры), тогда как менее плотные дробятся, формируя курумы

разной скоростью, что сопровождается внутренними разломами (рис. 28). На схеме тектонического районирования Н.А. Шило (1970) вся юго-западная оконечность хребта Искатень сопровождается глубинным разломом и один разлом идет от Эгвекинотской бухты на северо-северо-запад, т.е. вдоль долины Нырвакинот-веем.

Еще более показательны внешние разломы – каньоны горных рек. Их голоценовый возраст едва ли может вызывать сомнения, поскольку многочисленные каньоны в Амгуэмо-Куветском массиве, где деятельность ледников особенно хорошо выражена, не несут следов ледниковой обработки, т.е. это разломы послеледникового времени (Кожевников, 1974а).

О поднятии свидетельствуют также осушенные части фьордов, в верховьях которых имеются высокие террасы; осушенные крупные озера вследствие увеличившегося стока; гирлянды солифлюкционных террас. Крупнокаменистые склоны гор имеют выгнутые поверхности, указывающие на преимущество эндогенных (глубинных) сил перед экзогенными. Согласно В. Пенку, такое соотношение названных сил является признаком поднятия. Многие склоны гор покрыты крупными останцами, образовавшимися в ходе выгибания склона и гравитационного осыпания обломков горных пород, подверженных более быстрому разрушению по сравнению с теми, которые составляют останцы (рис. 29). Это разрушение происходит очень быстрыми темпами. Даже находясь недолгое время на таком склоне, можно постоянно наблюдать спонтанные осыпания и подвижки каменистого субстрата на поверхности склона. В течение тысячелетий также осыпания образовали у подножий многих склонов гор гигантские насыпи, которые продолжают нарастать. Шоферы, постоянно курсирующие по трассе Эгвекинот–Иульгин, сообщают, что за последние 15 лет одна из таких насыпей в районе 160-го км вплотную подступила к трассе, а еще 10 лет назад она была в некотором удалении от дороги. Если смотреть на эти насыпи



Р и с. 30. С поднятием гор происходит образование многочисленных осыпей на склонах.
Отроги Амгуэмо-Куветского горного массива

сверху, можно видеть каменные волны, которые хорошо заметны также на аэрофотоснимках.

Судя по различному уклону склонов амгуэмского грабена, а также по ряду других признаков, наибольшее поднятие приходится на Амгуэмо-Куветский массив (поднимающийся, вероятно, как единое целое). Несколько менее всплыл хребет Искатень, особенно его юго-западная половина. Наименее поднялась Ванкаремская низменность и прилегающие к ней территории. Когда происходит поднятие гор, особенно горных систем, их отрогов, вытянутых непрерывной цепью, то образуются многочисленные осыпи, создающие специфический облик (рис. 30).

ГЛАВА 6

ЗЫРЯНСКОЕ ОЛЕДЕНЕНИЕ (РАННИЙ ВИСКОНСИН)

ОЛЕДЕНЕНИЕ ЧУКОТКИ

Бореальная трансгрессия сменилась похолоданием, во время которого начал образовываться ледовый покров зырянского оледенения и вновь появился БМС. В исследованиях О.М. Петрова (1965; Petrov, 1967) по Чукотке этот период соответствует ванкаремскому оледенению, состоящему из долинных ледников и широких “лент” льда вдоль края низин. Палинологические данные для этого времени по Восточной Чукотке отсутствуют. В Уэлькале (залив Креста) основную роль в спектрах играют полынь и зеленые мхи (Петров, 1965), но по этим данным нельзя составить представление о растительности.

Ш.Ш. Гасанов (1969) полагает, что это оледенение на Чукотке было наиболее обширным из всех известных (см. рис. 15)¹. Тогда “сформировались краевые ледниково-аккумулятивные образования, сохранившиеся до настоящего времени” (Гасанов, 1969. С. 144). Крупные долинные ледники сливались при выходе на равнины в ледники подножий покровного типа. Края этих покровов, согласно Ш.Ш. Гасанову, выдвигались и на севере, и на юге Чукотки за пределы ее современных очертаний. Поскольку осушались материковые отмели (Hopkins, 1972), края ледников выступали не в море, а на осушенные шельфы. В то же время Ш.Ш. Гасанов (1969) пишет: “Начавшееся оледенение совпало с регрессией бореального моря, вызванной в основном ледниковой эвстазией” (с. 45). Граница моря была севернее современной. Вместе с тем, говоря об этом же периоде, Ш.Ш. Гасанов сообщает о ледниково-морских отложениях в 40–50 км от устья р. Линатхырвуаам. Такие представления весьма противоречивы. Ледниково-морские отложения не могли образоваться на суше, вдали от побережья. А если допускать, что эти отложения связаны с трансгрессией каргинского времени, то возможны два варианта. Либо морские отложения каргинского времени покрывают зырянские ледниковые (т.е. они фиксируют происходившие события в действительной их последовательности), либо морские отложения вмыты в ледниковые и образовали смешанные ледниково-морские, как это допускает С.Ф. Бискэ (1967).

Мнение Ш.Ш. Гасанова о выдвигании ледникового края в зырянское время на северный шельф небесспорно. Он считает, что конечный пояс морен на р. Ванкарем, в 10 км к югу от устья Рекууля, образовался при деградации ледника. Однако подковообразный характер пояса морен свидетельствует об их напорном происхождении, т.е. в данном случае ледник “обозначил” этим поясом предел своего распространения. На местности хорошо видно, что язык льда, образовавший морены, приполз с Экугского массива, где место его выхода представляет собой седловину в несколько

¹ По мнению В.Н. Сакса (1953), зырянское оледенение совпадало по времени с трансгрессией. Но это устаревшая точка зрения.

километров шириной. Такие морены довольно необычны. Некоторые из них содержат очень мало валунов и образованы из плохоскатанной гальки разного размера; крупные валуны – вообще редкость. Песок из морен вымыт и обнаруживается в долине р. Ванкарем, но отсутствует в поперечной (по отношению к долине Ванкарема) долине р. Рекууль. Но отдельные гряды, например близ р. Ванкарем на правом ее берегу, сложены в основном песком с примесью небольших валунов. Эти гряды имеют такую же высоту, как и типичные морены на левобережье Ванкарема. Заслуживает внимания тот факт, что морены совершенно не размыты; значит, стаивание льдов происходило медленно и эрозионная способность флювиогляциальных потоков была невелика.

То же самое можно сказать о флювиогляциальных отложениях этих потоков, развитость которых иногда преувеличивают. Очевидно, этот моренный пояс заслуживает дальнейшего специального исследования, но его терминальный характер не вызывает сомнений. Следовательно, территорию севернее этого пояса (до пределов современной береговой линии) льды не занимали, на ней мог быть какой-то растительный покров, продолжавшийся к северу на шельф. Он мог состоять из группировок, аналогичных тем, что распространены сейчас на севере Ванкаремской низменности, т.е. на возвышенных участках могли существовать криоксерофитные группировки, на склонах возвышений – кустарничково-моховые тундры, а в понижениях – осоковые болота. Подобная растительность встречается здесь и теперь в местах протяженных впадин, занятых огромными снежно-фирновыми полями.

Второй пояс конечных морен показан Ш.Ш. Гасановым (1969) в предгорьях, окаймляющих Ванкаремскую низменность с юга. Этот пояс, по всей вероятности, соответствует поздней стадии зырянского оледенения (т.е. вюрму II и висконсину II), поскольку ледники последующего оледенения не выходили за пределы горных массивов.

Такое представление о зырянской растительности севера Ванкаремской низменности полностью согласуется со схемой Р.Е. Гитерман и др. (1968), показывающих покрывное оледенение горных частей Чукотки, но с узкой полосой кустарничковых и моховых тундр, протянувшейся вдоль современного северного побережья до низовьев Колымы. В зырянское время, когда часть современной суши оставалась свободной ото льдов, кустарничковые тундры, по схеме И.А. Каревской (1973), замещались кустарничковыми, а ерники, должно быть, исчезали уже в I фазе. На склонах гор, свободных ото льдов, перестраивались арктоальпийские группировки, занимая наиболее выгодные участки. Во II фазе все это несколько сокращалось, но, видимо, качество не изменялось, за исключением вырабатывавшихся нивальных комплексов из хионофильных трав. В III фазе нивальные комплексы процветали, формировались новые варианты нивальной растительности. Развитие ее в описанных условиях объясняет, почему в современных нивальных луговинах около половины всех видов имеет арктоальпийское распространение (Тихомиров, 1945). Нивальные луговины являются климатогенными в отличие от приручевых и приморских луговин и лугов, которые экзогенны (Тихомиров, 1945). В это же время оживали и расширялись арктоальпийские группировки на склонах гор и кустарничково-моховые тундры равнинных участков. С шельфов прибывали вселенцы.

Только к масштабам зырянского оледенения может быть отнесено представление о верховьях фьордов как рефугиумах. В самаровское оледенение существование рефугиумов в верховьях фьордов было исключено, так как по фьордам гигантские языки льда выползали на шельф. В сартанское оледенение верховья фьордов, вероятно, благоприятствовали переживанию некоторых относительно термофильных видов, но рефугиумами они не могут быть названы, поскольку ледники занимали в целом малую площадь, к тому же в верхнем поясе гор. На остальной площади, особенно в межгорных впадинах, могла существовать весьма разнообразная растительность.

Таким образом, рефугиумами верховья фьордов являлись лишь в зырянское время.

Э. Аббе (Abbe, 1936) показал, что в их пределах существует особый комплекс физико-географических факторов: защита от ветров; хорошие тепловые условия благодаря ветрам-фенам и инсоляции; достаточное увлажнение от подтаивания расположенных выше льдов. Верховья фьордов обычно скалисты, и главное, на наш взгляд, что создает здесь благоприятную для растений среду (как в окружении льдов, так и без них в современных условиях), — это особенность радиационного режима: в скалах солнце производит максимальный тепловой эффект по сравнению с ландшафтами тундры. Под каким бы углом солнце ни находилось, есть плоскости среди скал, которые расположены перпендикулярно к его лучам, и потому скалы в целом в солнечную погоду нагреваются постоянно. Это касается даже скал, обращенных к северу, так как за Полярным кругом в летнее время солнце не заходит за горизонт. В современных условиях растительность верховьев фьордов всегда значительно богаче, чем в окрестностях. На это обращали внимание Б.Н. Городков (1952), Т.В. Бехер (Böcher, 1949) и др.

На Шпицбергене, в Исландии, Гренландии, на п-ове Лабрадор исследователи отмечают, что наряду с богатой флорой в верховьях фьордов есть здесь и реликтовые виды. Следовательно, эти территории не только не покрывались льдами, но и служили убежищем для многих видов, в том числе для тех, которые и после оледенения остаются только в обжитых рефугиумах и не распространяются за их пределы. Однако основная масса, конечно, покидает свои убежища, как только растает лед.

Э. Аббе (Abbe, 1936) писал, что в убежищах типа нунатаков могли сохраняться только наиболее резистентные виды, и с этим нельзя не согласиться. По-видимому, многие виды чукотской флоры пережили зырянское оледенение в верховьях фьордов. С этим можно связывать и повышенное флористическое богатство эгвекинского, а также восточно-чукотских фьордов (более чем по 350 видов).

О зырянской растительности Колымской низменности приводит интересные данные А.В. Шер (1971). Между устьями Омолона и Анюя 60–80% пыльцы в пробах приходится на травянисто-кустарниковую группу, куда включается и *Alnaster*. Однако древесная группа составляет 17–28%, в ней имеется в разных соотношениях пыльца кедрового станика, древовидной березы, ивы и лиственницы (16–34%). В других пробах древесная пыльца почти всегда присутствует единично, и это, пожалуй, наиболее существенно. Пробы с единичной древесной пылью отобраны вместе с обломками черепа бизона, в другом случае с костями северного оленя. В последнем случае “из 200 определенных зерен 90 принадлежат злакам, 74 – лебедовым и 13 – полынью... По этим образцам можно представить себе безлесную растительность тундростепного типа” (Шер, 1971. С. 168). Далее А.В. Шер пишет, что “во всей 33-метровой толще не обнаружено ни одного образца, говорящего о природных условиях, гораздо более благоприятных², чем современные. Напротив, в разрезе существуют горизонты, накапливавшиеся при гораздо более суровых условиях” (с. 170).

Таким образом, данные А.В. Шера свидетельствуют не только о том, что в низовьях Колымы не было ледников, но и о том, что древесная растительность (хотя бы в виде единичных деревьев) существовала и в зырянское оледенение. Хотя эти данные и кажутся неожиданными, они заставляют считать, что и в максимум зырянского оледенения в приколымских районах деревья сохранялись в наиболее укрытых впадинах (особенно береза, которая доминирует в некоторых спектрах). Причиной этого была еще большая, чем теперь, континентальность климата вследствие более северного положения береговой линии и огромной “подковы” ледников с юга. Повышенная континентальность климата, с одной стороны, способствовала сохранению деревьев, а с другой – препятствовала развитию ледового покрова.

² В книге сказано “неблагоприятных” (с. 87), однако это явная опечатка, так как иначе вторая фраза противоречит первой и общему контексту.

По северному шельфу происходил обмен биотой между Аляской и Чукоткой, в частности, некоторые американские виды современной флоры Чукотки появились именно тогда (Кожевников 1976а, б, 1977а). Есть также основание думать, что большинство узкоберингийских эндемиков, связанных по времени становления скорее всего с иллинойсом, а по месту – с горными системами Аляски, проникли на Чукотку.

По-видимому, сколь бы ни был велик ледник, его воздействие на климат ограничивается лишь небольшим пространством. В настоящее время в Гренландии по соседству с ледником развиваются остепненные и многие другие сообщества (Böcher, 1949; 1951, Böcher et al., 1968), в Южной Гренландии растут *Betula pubescens* s.l. (*B. torulosa*), *Sorbus americana*. Посаженные в 1899 г. *Picea abies* и *Pinus sylvestris* выпали лишь частично (Тихомиров, 1959). Согласно Б.А. Тихомирову (1959), Южная Гренландия по геоботаническим признакам относится к лесотундре. Еще более интересно соотношение ледников и характера растительности в Новой Зеландии (Seward, 1931). Здесь ледники располагаются поблизости (1–3 км) от лесов, в состав которых входят древовидные папоротники. На Аляске ледники иногда совсем примыкают к лесу, в ряде случаев подпирают дерево и искажают его нормальный рост (Дайсон, 1966). Разумеется, в висконсине условия были жестче. Ледник, полностью покрывавший Канаду, все-таки оказывал сильное охлаждающее влияние, хотя Д. Лёве (Löve, 1959) подсчитала, что прямое действие висконсинского ледника распространилось не более чем на 0,6–1,3 км от кромки льда. Она установила это по уменьшающейся величине годовичных колец деревьев, погибших *in situ* под надвинувшимся ледником. М. Мейер (1968) пишет, что даже на морене, перекрывающей глетчерный лед, иногда растут деревья, возраст которых несколько десятков лет.

Поскольку в зырянский период имелись открытые участки гор, они подвергались интенсивному морозному выветриванию с образованием в долинах лёсса.

Зырянское оледенение имело несколько фаз; различают висконсин I и II. С этим согласуется и представление о нескольких трансгрессиях, или фазах регрессий. Так, в статье А.П. Пуминова и др. (1972) насчитывается четыре фазы регрессий “колючинского моря”, происходивших в позднем плейстоцене. Эти же авторы различают четыре стадии сокращения чукотского оледенения, однако не характеризуют их, а только дают названия по географическому принципу. У читателя-скептика легко может возникнуть мнение, что различные стадии сокращения оледенения, согласно этим авторам, представляют одну фазу. В первую фазу регрессии – экуг – “долинные ледники чукотского оледенения достигали максимального развития и на протяжении следующих двух фаз регрессии сохранялись в прибрежных участках моря, где формировались ледниково-морские отложения” (Пуминов и др., 1972. С. 49). Фаза регрессии экуг, таким образом, может быть сопоставлена с зырянским оледенением (ранний висконсин). В течение этой фазы на Северной Чукотке предполагается наличие тундровой растительности, однако пыльца деревьев и кустарников (*Betula*, *Alnaster* и др.) составляла 17–33%. В долину Амгуэмы глубоко вдавался залив, который существовал и в следующую фазу регрессии – кымыней.

Большое количество древесно-кустарниковой пыльцы указывает, скорее всего, на каргинское межледниковье.

ГЛАВА 7

КАРГИНСКОЕ МЕЖЛЕДНИКОВЬЕ

ДИНАМИКА КЛИМАТА И ТРАНСГРЕССИИ НА ТЕРРИТОРИИ БЕРИНГИИ

В интервалы похолоданий каргинского периода (45–40 и 33–30 тыс. лет назад) на Северо-Востоке лесотундра занимала территорию современных тундр. По мнению А.В. Ложкина (1982), это было обусловлено большей континентальностью из-за распространения суши на сотни километров севернее современного берега. Но это ошибочное суждение, поскольку тогда происходила трансгрессия. Правда, в средневисконсинскую трансгрессию (каргинское время) уровень моря, по Д. Хопкинсу (1976), оставался ниже, чем сейчас. Ранее В.П. Сакс (1948) также полагал, что каргинская трансгрессия на северном побережье Сибири проявилась весьма слабо, так что Ляховские острова вовсе не затоплялись, а, возможно, по-прежнему были частью материка. Однако о-в Врангеля, по мнению В.П. Сакса, окончательно отделился от материка. Море затопляло и низовья Анадыря. На Западной Чукотке максимальный уровень трансгрессии был только на 5 м ниже современного (Вейнбергс, Розенблатс, 1982), а на Восточной Чукотке, по крайней мере в отдельных районах, превышал его. По р. Анадырь море ингрессировало до устья р. Белой (Сакс, 1953). Оно образовало уровенную поверхность 15–20 м на р. Танюер, представляющую остатки лагунно-морской террасы (Новейшие отложения..., 1980).

Ряд авторов полагают, что в каргинское межледниковье климат на Чукотке был такой же, как и ныне. Об этом свидетельствует сходство каргинских спектров не только Амгуэмы и Эргувеема, но и верховьев Колымы с рецентными спектрами (Петров, 1965; Гитерман и др., 1968).

По мнению же других авторов, климат был в общем теплее.

В условиях трансгрессии, естественно, увеличивается влажность, поэтому распространение лесотундры на север следует связывать с ростом температур. Отмечается, что в валькатленскую трансгрессию (примерно 30 тыс. лет назад) море имело наиболее высокую, по сравнению с другими трансгрессиями, температуру (Свиточ, 1979). В Беринговом море отложения межледниковой террасы высотой 10–15 м, разделяющие отложения двух позднеплейстоценовых оледенений, содержат бореальные и бореально-арктические формы. Развитие морской фауны Берингова моря в антропогене происходило за счет образования тихоокеанских высокобореальных видов и иммиграции наиболее холодолюбивых форм из Арктики (Былинская и др., 1982). 28700 ± 200 лет назад в районе захоронения киргизского мамонтенка существовали сообщества *Selaginella sanguinolenta* (Шило и др., 1983). Авторы отметили, что подобные сообщества описаны В.И. Грубовым и Н. Улзийхутагом (1973) в хребтах Монголии (Хан-Хухей, Аргаланту-Ула). В тот период потепления обильно произрастал *Pinus pumila*.

В каргинских озерных отложениях на Чукотском п-ве установлены СПС лесотундры из березово-ольховых лесков, чередующихся с мохово-травянистыми участками (Баранова, Бискэ, 1964). В районе Анадырского лимана отмечались *Pinus subgen. Harpoxylon*, *P. sp.*, *Larix*, что, по мнению Ю.П. Барановой и С.Ф. Бискэ, соответствует лесотундре умеренного климата. Они также считают, что Чукотский полуостров поднимался, что соответствует концепции гляциоизостазии. О-в Врангеля в это время опускался. В условиях относительно теплого климата на нем образовывались торфяники. В них обнаружены корни кустарниковых берез и ольхи, а также остатки мамонта (Кирюшина, 1965).

В начале каргинского периода (около 45 тыс. лет назад) на Западной Чукотке (Большой Анюй) отмечено существенное потепление, тогда как в середине и в конце периода растительность сходна с современной (Лаухин, Рыбакова, 1982). На Малом Анюе произрастали лиственнично-березовые леса при участии кедрового стланика (Каплина и др., 1980). По-видимому, к этому же периоду относится кубулахский горизонт (Васьковский, Терехова, 1970), в котором в Чаунской низменности найдены остатки бизона (*Bison*), пресноводных моллюсков и рыб, в том числе чукучана (*Catostomus*), а в линзах торфа – стволы березы (*Betula sect. Albae*) и шишки *Alnus fruticosa*, но не обнаружена лиственница. Пневый горизонт лиственницы на р. Большой Хомус-Юрях возрастом около 42 тыс. лет найден в 100 км севернее ее современной границы (Ложкин, 1973).

В торфяниках под мореной на р. Конрарывеем (близ северной оконечности Корякского нагорья) обнаружена древесина тополя (Васьковский, Терехова, 1970). В районе Пенжинской губы СПС из каргинского торфяника отвечают растительности, сходной с нынешней на Южной Камчатке (Беспалый и др., 1982).

В бассейне р. Танюер ледниковые отложения перекрыты аллювием с пылью ели до 12,6% (Верховская, 1978, 1983). Наличие ели послужило этому автору основанием для оценки возраста аллювия как казацевского, а подстилающей морены соответственно – как среднеплейстоценовой. Однако это, скорее, каргинский аллювий, подстилаемый зырянской мореной. Было сделано предположение (Кожевников, 1977а,б), что в каргинское время ель (*Picea*) росла в бассейне Анадыря, и по аналогии с Аляской следует допустить, что в эпоху последнего оледенения где-то на Северо-Востоке Азии могли сохраняться лесные рефугиумы типа юконского. По-видимому, был такой рефугиум ели и на р. Майн (в бассейне Анадыря). Здесь от поверхности почвы до глубины 18 м фиксируется пыльца *Abies* (Нейштадт, Тюлина, 1936). Однако М.И. Нейштадт усомнился, что это действительно пыльца пихты. Он предположил, что она принадлежит ели, а именно *Picea ajanensis*, которая найдена на Майне и в живом состоянии (Сочава, 1933; Васильев, 1956). В настоящее время это местонахождение отделено от сплошного ареала *Picea ajanensis* расстоянием 1500 км.

Полученные недавно данные (Котов, Рябчун, 1986) не подтверждают возможность существования ели на Майне в каргинское время. Авторы пишут, что "Каргинско-сартанская граница устанавливается лишь сменой кустарниковой растительности травянистой" (с. 50). По более поздним данным Н.Б. Верховской (1986а), в каргинское время на Чукотке сформировалась палинозона *Alnaster-Lycopodium*, в которой постоянно отмечаются зерна древовидных берез и сосен секции *Cembra*.

В.Н. Сакс (1948) считал, что леса максимально продвинулись к северу в период отступления каргинского моря, когда усилилась континентальность климата.

Интересные данные А.А. Свиточа (1976), согласно которым растительные остатки 20–30-метровой террасы у мыса Дионисия имеют возраст $27,2 \pm 2,2$ тыс. лет, а вмещающих их отложения $39 \pm 4,2$ тыс. лет. Эти данные явно свидетельствуют о происходивших переотложениях. Близ пос. Конергино на побережье залива Креста в суглинках, имеющих возраст 29150 ± 110 , 33350 ± 530 , 29800 ± 380 лет, отмечено увеличение пыльцы травянистых, а среди спор – *Selaginella sibirica* (Новейшие отложения..., 1980), из чего авторы предположили господство "засушливых травянистых тундр с сибирским плаунком". Оснований для такого вывода недостаточно,

поскольку *Selaginella sibirica* указывает лишь на локальные условия сухости, а не на региональные. Условия геосистем одного ранга могут быть прямо противоположными условиям геосистем другого ранга.

Восточнее устья р. Маккензи под моренными образованиями найдена древесина возрастом 20 ± 2 тыс. лет, а в северной части о-ва Виктория в моренных отложениях – слои с остатками тундровой растительности возрастом $28 \pm 1,5$ тыс. лет (Крэг, Файлс, 1965).

Во Внутренней Аляске $39\ 360 \pm 1740$ лет назад росли леса с высокими кустарниками, чередующиеся с болотистыми участками (Weber et al., 1981). Близ Фэрбенкса в слоях, отлагавшихся 35 тыс. лет назад, обнаружены макроостатки *Picea glauca*, *Populus tremuloides*, *Salix glauca*, *S. reticulata*, *Betula glandulosa*, *B. resinifera* (Хейссер, 1969). Такой растительный покров существует там и теперь. В бассейне Юкона примерно 38–30 тыс. лет назад (интервал Бутелье) преобладала травянистая растительность с господством *Surgraseae*, *Gramineae*, *Artemisia*. Она интрепретируется как тундрово-луговая и тундрово-степная, и ее современные аналоги встречаются на больших высотах (Schweger, Janssen, 1980).

Н.В. Кинд (1973) установила с помощью радиоуглеродного метода, что в течение каргинского межледникового было три потепления с оптимумом 42–37 тыс. лет назад.

Ш.Ш. Гасанов (1969) указал, что "потепление климата во второе позднеплейстоценовое межледниковье следует понимать прежде всего как усиление континентальности климата, как повышение температур вегетационного периода при достаточно низких среднегодовых температурах" (с. 65). Д. Хопкинс (Hopkins, 1972) показывает для этого времени распространение на Чукотке кустарниковых тундр с рошицами древесных берез вплоть до Берингова пролива. Предположительно к этому межледниковью относятся стволы белых берез с остатками коры (*Betula* sect. *Albae*)¹ и шишки ольховника, обнаруженные в линзах торфа в кубалахском горизонте Чаунской низменности (Васьковский, Терехова, 1970). Отсутствие лиственницы, по мнению этих авторов, свидетельствует все же о весьма суровом климате.

Придерживаясь принципа актуализма, можно несколько конкретизировать климатическую обстановку этого межледникового. В наиболее теплый его период береговая линия, по-видимому, не удалялась значительно от современной в районе Чаунской губы. Следовательно, влияние моря на окружающие ее ландшафты было сравнимо с современным. Для произрастания в северо-приморском климате белой березы нужно, чтобы летние температуры были значительно выше, чем сейчас в Анадыре, недалеко от которого древесная береза (но из другой секции) встречается в реликтовом состоянии в наиболее благоприятной обстановке.

Согласно Ш.Ш. Гасанову (1969), из аллювиальных отложений межледникового по берегам Канчаланских лиманов вымывают крупные стволы березы и бивни мамонтов². О более теплом климате континентальных районов Восточной Сибири в то время, как уже говорилось, свидетельствует находка пневого горизонта лиственницы.

В каргинское время на север Якутии, по мнению М.И. Ярового (1939), проникла с юга степная растительность, сохранившаяся частично до наших дней.

На п-ове Сьюард, в центральных и западных его частях, растительность 34,5 тыс. лет назад соответствовала современной – кустарниковой с ольхой (*Alnus*), березой (*Betula*) и ивой (*Salix*) (Муратова, 1973). П. Колинво (Colinvaux, 1967) датирует радиометрически возраст этих слоев в 34,5 тыс. лет и называет их сангамонскими. Однако, по Д. Хопкинсу (1965; Hopkins, 1967, 1972), сангамонские слои относятся к иллинойс-

¹ В настоящее время берез из секции *Albae* на Чукотке нет; по-видимому, их нет и в Верхоянско-Кольмской горной стране, но далее в Якутии широко распространена *Betula pubescens*.

² Ш.Ш. Гасанов (1969) полагает, что "в каргинское время продолжалась регрессия моря и усилились тектонические движения, благодаря чему в горных и равнинных районах территории (Восточной Чукотки. – Ю.К., Н.Ж.-Ч.) произошло врезание рек в ледниковые и водно-ледниковые отложения предшествовавшего оледенения, а в прибрежных районах образовался 20–30-метровый уступ" (с. 161).

висконсинскому межледниковью (100 тыс. лет назад). Каргинский межстадиал (или межледниковье) синхронен трансгрессии, которая "отчетливо фиксируется береговыми валами и подстилающими их морскими песками у м. Барроу, датированными по радиоуглероду интервалом времени от 25 до 40 тыс. лет" (Хопкинс, 1973. С. 42)³.

К востоку от устья Маккензи под моренными образованиями найдена древесина возрастом 20 ± 2 тыс. лет, а в северной части о-ва Виктория на моренных образованиях и перекрытых ими же обнаружены слои с остатками тундровой растительности возрастом $28 \pm 1,5$ тыс. лет (Крэг, Файлс, 1965). Такая же датировка получена с глубины 2,5 м в Нижне-Анадырской низменности на приморской террасе⁴. Пыльцевой спектр соответствующего слоя содержит приблизительно одинаковое отношение пыльцы деревьев, трав и спор. Доминирует пыльца *Betula exilis*, *B. middendorffii*, *Alnaster fruticosa*, реже встречается пыльца древовидных березы и ольхи (Каплин и др., 1973). Согласно определенной Н.В. Кинд (1973) длительности каргинского межледниковья в 50–24 тыс. лет назад, приведенные датировки попадают в конец его. Потому весьма интересно присутствие деревьев (если это не занесенная древесина) близ устья Маккензи, поскольку это свидетельствует о резкости похолодания в начале поздневисконсинского оледенения. Деревья близ северного побережья Аляски дожили вплоть до его начала.

На Центральной Аляске (в районе Фэрбенкса) вскрыты слои возрастом 35 тыс. лет, в которых обнаружены макроостатки *Picea glauca*, *Populus tremuloides*, *Salix glauca*, *S. reticulata*, *Betula glandulosa*, *B. resinifera* (Хейссер, 1969). Таким образом, леса в долине Юкона в каргинское время, вероятно, не отличались от современных. К. Хейссер (1969) считал, вслед за многими авторами, включая Э. Хультена (Hulten, 1937), что ель (*Picea*) переживала оледенения в свободных от льда внутренних областях Аляски. По-видимому, она образовывала локальные редкостойные древостой в наиболее благоприятных местообитаниях, а основной растительностью юконской равнины была тундровая.

Возможно, и на Южной Чукотке уровень моря повышался выше современного, а климат был либо такой же, как современный, либо несколько теплее (Petrov, 1967; Васьковский, Терехова, 1970; Муратова, 1973). Р.Е. Гитерман и др. (1968) на схематической карте растительности времени каргинского межледниковья показывает на Чукотском полуострове кустарниковую тундру, а на материковой Чукотке горные тундры и редколесья (вдоль северного побережья – типичные тундры). Граница между этими типами растительности проводится авторами в субмеридиональном направлении, от залива Креста, и, безусловно, отражает различие между континентальностью и океаничностью климата, аналогичное современному на материковой и полуостровной Чукотке. Последнее обусловлено сходством береговой линии в каргинское время и теперь. В период каргинского климатического оптимума на Чукотском полуострове лесотундровая растительность занимала, по-видимому, небольшие участки по долинам рек. Основными компонентами здесь были *Larix*, *Alnaster fruticosus*, *Betula* sect. *Albae*, *Betula*, *Salix*, *Pinus pumila*. Кроме того, в большом количестве произрастали кустарнички (*Ericaceae*), осоки, злаки, разнотравье" (Гитерман и др., 1968. С. 61; Гасанов, 1969)⁵.

³ В более ранних работах Д. Хопкинса (1965; Hopkins, 1967; и др.) эта трансгрессия называлась воронцовской, но недавно было установлено, что она всего лишь местный эпизод в заливе Кука, связанный с тектоникой (Хопкинс, 1973, 1976).

⁴ Пневый горизонт лиственницы на р. Большой Хомус-Юрях (возраст 42 тыс. лет) обнаружен в основании 25-метровой террасы (Ложкин, 1973).

⁵ Фаза ээлян (Пуминов и др., 1972) регрессии "колючинского моря", вполне вероятно, соответствует каргинскому времени, так как следующая, и последняя, фаза – нутауге – приходится на конец плейстоцена. Авторы считают, что во время регрессии ээлян климат на севере Чукотки был несколько континентальнее и теплее современного, ибо пыльца сосен в спектрах достигает 14% и имеется пыльца ели (до 3%). Надо сказать, что эти данные не коррелируют ни с какими другими и, видимо, требуют подтверждения. Присутствие ели на севере Чукотки в это время представляет большой интерес, поскольку на юге она, скорее всего, не обнаружена.

Такой набор видов на Чукотском полуострове мог существовать (даже только в долинах рек) при более высоких летних температурах, чем теперь. В настоящее время ближайшие к Чукотскому полуострову подобные наборы видов находятся в бассейне Анадыря, в континентальных условиях, где они представляют хорошо сохранившиеся (а местами процветающие) с голоценового климатического оптимума растительные комплексы. Н.В. Кинд (1967) и А.В. Ложкин (1973) называют каргинское межледниковье теплым.

В современной части Анадырской низменности под моренными и флювиогляциальными отложениями выявлена следующая флора: *Menyanthes trifoliata*, *Alnaster fruticosa*, *Betula sect. Nanae*, *Vaccinium uliginosum*, *Empetrum nigrum*, *Ranunculus aquatilis*, *Rubus chamaemorus*, *Hippuris vulgaris*, *Carex* sp., *Bryales* (Васьковский, Терехова, 1970). Авторы делают ошибочный вывод, что климат, когда отлагалась пыльца перечисленных видов, был теплее, чем сейчас, поскольку вахта и ольховник теперь здесь не отмечаются. На самом деле ольховник встречается в виде крупнокустарниковых массивов значительно севернее Анадырской низменности, а вахта найдена нами в большом обилии в 20 км севернее Анадырского лимана. Таким образом, приведенный спектр практически отражает идентичную современной растительность, по-видимому, конца каргинского межледниковья, называемого А.П. Васильевским "холодным" межледниковьем.

В каргинское время, как полагают Ю.П. Баранова и С.Ф. Бискэ (1964), произошло поднятие Чукотского полуострова, с чем связано образование уступа II надпойменной террасы. Авторы ссылаются на работу О.М. Петрова (1960), где говорится, что по времени образования она соответствует зырянско-сартанскому межледниковью. О II террасе О.М. Петров упоминает и в более поздних работах, указывая, что растительность того времени была сходна с той, что произрастает сейчас в данном районе (р. Амгуэма) (Петров, 1965; Petrov, 1967). Поскольку О.М. Петров пишет только о двух террасах, которые наиболее выражены как вдоль Амгуэмы, так и вдоль ее притоков, то, вероятно, II терраса, в его понимании, самая высокая. На повороте Амгуэмы на север, около пос. 87-й км, хорошо различаются три террасы, при этом видно, что самая высокая из них является продолжением соответствующей террасы р. Укоечхойгуам, впадающей в Амгуэму.

Поскольку, по нашим предположениям, в среднем течении Амгуэмы поверхностно залегают отложения бореальной трансгрессии, то естественно, что уступ самой высокой террасы возник в начале каргинского времени, при таянии зырянских льдов⁶. Тогда уступ II террасы, которая выражена хорошо только на повороте Амгуэмы на север, резонно связывать с послесартанским временем. Поскольку сартанское оледенение было незначительным, талых вод при его деградации было сравнительно мало и их размывающая способность низка. Естественно, что лучше всего она проявилась на крутом повороте Амгуэмы. В половодье самая низкая терраса близ пос. 87-й км заливается и теперь. Можно считать, что строение речных террас хорошо согласуется с представлением об отложе-

⁶Ю.П. Баранова и С.Ф. Бискэ (1964) считают, что это флювиогляциальные террасы, и это не противоречит нашему взгляду в том смысле, что талые воды ледника выработали уступ самой высокой террасы, не оставив на ней флювиогляциальных отложений, которые покрывают поверхность более низкой террасы. Под мощным торфяным слоем на II террасе обнаруживается тонкодисперсный материал, тогда как на самой высокой террасе выходят на поверхность и залегают под торфяной дерниной слои малоокатанной гальки и гравия. Тонкодисперсный слой под торфяной дерниной указывает на спокойное течение талых вод ледника, что согласуется с более низким положением данного района над уровнем моря вследствие некомпенсированной гляциостатической просадки. Это согласуется и с высказыванием Н.Н. Соколова (1946): "Террасы речных долин надо связывать не с потоками ледниковых вод непосредственно, а с уровнем приледниковых водоемов, из которых текли или в которые выпадали реки" (с. 6). В нашем случае водоемом являлся Арктический бассейн. В настоящее время, когда район среднего течения Амгуэмы занимает более высокое положение, тонкодисперсный материал не отлагается в долине р. Укоечхойгуам вследствие мощных паводков. По берегам Амгуэмы здесь лишь кое-где встречаются пески. Основная современная фация днищ долин и бечевников в данном районе – россыпи валунов, по всей вероятности представляющих собой размывтую донную морену самаровского оледенения.

ниях бореальной трансгрессии, заполняющих крупные межгорные понижения восточнее Амгуэмы и ее собственную долину в нижнем течении.

Необходимо вкратце коснуться представлений Дж. Каррея (1968), сформированных в результате его обстоятельных исследований в области морской геологии, в частности материковых шельфов. Дж. Каррей считает, что в период ранневисконсинского оледенения уровень Мирового океана был на 145 м ниже современного. В каргинское время он был ненамного ниже современного, однако амплитуда колебаний уровня океана превышала 100 м. Являясь сторонником эвстатической концепции, Дж. Каррей не учитывает влияние гляциоизостазии, что весьма бы обогатило его работу, охватывающую всю Северную Америку. При этом гляциоизостатическая концепция могла бы либо получить основательные подтверждения, либо быть отвергнута, так как приведенные Дж. Карреем данные в целом не противоречат гляциоизостатической концепции.

Дж. Каррей указывает также, что принимаемая сухопутными геологами и биогеографами граница плейстоцена–голоцена 11 тыс. лет назад не отвечает никаким событиям в области морской геологии, по данным которой голоцен должен начинаться 7 тыс. лет назад. 18–7 тыс. лет назад шло постепенное и непрерывное поднятие уровня моря. Это поднятие, называемое обычно голоценовой трансгрессией, должно рассматриваться как конец плейстоцена, т.е. поздневисконсинская трансгрессия. Дж. Каррей высказывает мнение, что, поскольку эвстатический характер колебаний уровня океана носит общепланетарный характер, он и должен быть положен в основу стратиграфической номенклатуры четвертичного периода. На фоне такой шкалы региональные изменения окружающей среды получают более убедительную трактовку при соотнесении друг с другом.

ГЛАВА 8

САРТАНСКОЕ ОЛЕДЕНЕНИЕ (ПОЗДНИЙ ВИСКОНСИН)

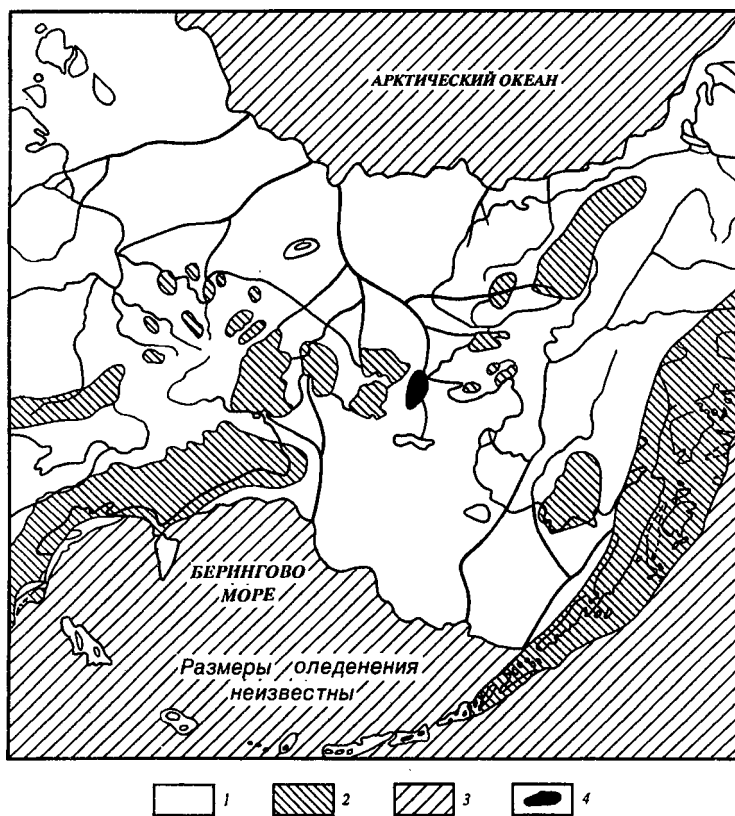
ОЛЕДЕНЕНИЕ И ХАРАКТЕРИСТИКА ФЛОРЫ И ФАУНЫ БЕРИНГИИ

Общепризнано, что последнее оледенение (искатеньское по О.М. Петрову (1965; Petrov, 1967) было в основном циркувым¹. В Амгуэмо-Куветском массиве это оледенение было и горно-долинным, развитым значительно сильнее, чем в хребте Искатень и более восточных горных системах Чукотки. Поэтому на рис. 31, составленном Д. Хопкинсом, ледовая обстановка на западе полуострова искажена, хотя он и дает представление о масштабе оледенения. Следует, правда, учитывать, что "районы льдов" на Чукотке изображены схематически и вовсе не означают сплошной ледовый покров. И в этих районах имелись участки, свободные от льдов.

Согласно А.П. Жузе (Jouse, 1967), на глубине 150–180 м по внешнему краю современного Анадырского залива найдена ископаемая неритическая диатомовая флора. Представители этой флоры обитали на глубинах 0–25 см. Следовательно, несколько севернее 62°с.ш., где современные глубины Анадырского залива меньше 150 м, начиналась область осушенного шельфа. В этот период существования БМС на Аляску пришли як и сайга (Шер, 1971); к тому же времени относятся две миграции людей в Америку (Müller Beck, 1967; Lauphlin, 1967; Борден, 1973; Вест, 1973; и др.). А.В. Шер (1971) считает также, что затрудненность миграций животных с Аляски в Азию была вызвана конкурентоспособностью восточноазиатского комплекса, занимавшего все экологические ниши, что весьма мало убедительно.

Параллельно шла миграция с Аляски на Чукотку (Кожевников, 1973а,б, 1976б). Однако из более чем 40 американских видов современной флоры Чукотки значительная их часть появилась в Азии в последний период существования БМС. Надо думать, что число мигрантов было еще выше, но некоторые из них выпали из состава чукотской флоры уже в голоцене. В позднем плейстоцене с Аляски в Азию пересели-

¹Существуют, впрочем, и иные точки зрения. Так, М.В. Муратова (1973) считает, что последнее оледенение было самым крупным на азиатском Северо-Востоке. Геоморфологические данные не подтверждают эту точку зрения. Проведение стратиграфической границы между плейстоценом и голоценом также сопряжено с трудностями ввиду неодинакового проявления последнего оледенения в разных районах. В.К. Гуделис (1968) считал, и небезосновательно, что ключевой для установления этой границы является полоса соприкосновения гляциальной и перигляциальной областей. Однако на Чукотке единой гляциальной области в сартанское время, по существу, не было. Поэтому мнение В.К. Гуделиса о резком общемировом изменении климата в самом начале голоцена не распространяется на Чукотку. Н.Н. Соколов (1946) писал, что граница последнего оледенения не может быть установлена с совершенной точностью из-за размыва краевых ледниковых образований при таянии ледника. Это, конечно, относится не только к европейской части бывшего СССР, которой была посвящена статья Н.Н. Соколова, но и к любой территории, где были движущиеся ледники.



Р и с. 31. Очертания суши и льдов в максимум последнего оледенения (по: Hopkins, 1972)
1 – суша; 2 – льды; 3 – водные пространства; 4 – оз. Мерклина

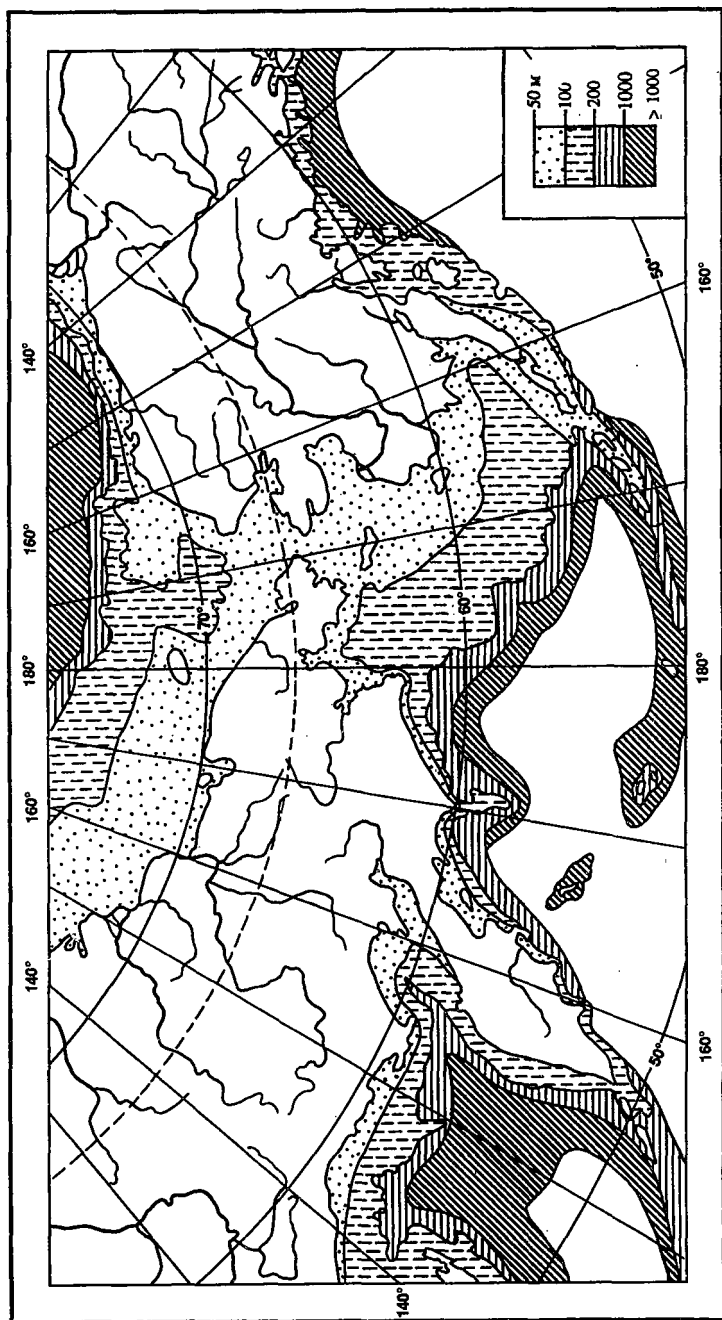
лись некоторые пресноводные моллюски, проникнув на запад до Колымы (Старобогатов, 1970).

В Берингии того времени господствовала суровая обстановка, хотя Ч. Репеннинг (Repennig, 1967) допускал наличие в ней и небольших лесов. По другим, и, видимо, более достоверным, данным, деревья отступили от п-ова Сьюард далеко к востоку, и даже кустарничковая березка была редка.

Миграция сайги на Аляску позволила А.В. Шеру (1967) представить берингийский ландшафт как перигляциальный – достаточно обширные пространства с сухой твердой поверхностью и ровным микрорельефом, с малой мощностью снежного покрова (менее 20 см) и холодным сухим климатом с годовым количеством осадков не более 300 мм, а также тундрово-степной растительностью ксерофитного облика.

По-видимому, нарисованная А.В. Шером картина должна была служить фоном и на всем пути сайги на Британские острова и в Пиренеи, куда она также проникла (Кобельт, 1903). Но можно думать, что среда обитания сайги все же была шире, чем это изображено А.В. Шером, иначе она не сохранялась бы в Европе вплоть до недавнего времени, где была просто истреблена человеком (Кобельт, 1903). Однако в среднем такая обстановка, видимо, действительно характеризовала осушенный северный шельф, и едва ли найдется более показательный аргумент, чем использованный А.В. Шером.

В позднем висконсине Канада, как и в прежние ледниковые периоды, покрывалась льдами практически полностью в результате обилия влаги, поступавшей с Тихого и Атлантического океанов (Simpson, 1940). Между тем в Восточной Сибири, в частности на Чукотке, масштаб этого оледенения был гораздо меньше, чем предыдущего



Р и с. 32. Батиграфия приберингийских акваторий (по: Hultén, 1963)

(см. рис. 31). Однако Корякское нагорье и горы Южной Аляски, как и прежде, покрывались льдами практически полностью. На рис. 31 не показано соединение островов Командоро-Алеутской гряды между собой и с прилежащими участками континентов, так как, по-видимому, нет геологических данных, говорящих о таком соединении. Морские глубины вокруг Командорских островов и самой западной группы Алеутских островов превышают 1000 м (рис. 32). Однако ряд весьма убедительных биогеографических данных свидетельствует о том, что соединение существовало, на чем остановимся ниже.

Поскольку оледенение вызывается общепланетарным похолоданием, надо полагать, что и на этот раз оно было не меньшим, чем в предыдущие периоды оледенений, но менее продолжительным. Кроме того, сартанский ледниковый период прерывался потеплением примерно 16 тыс. лет назад, которое Н.В. Кинд (1973) рассматривает как интерстадиальное. Следовательно, ледники сильно сокращались. Затем они вновь начали расти и образовываться заново там, где успели стаять за время интерстадиала. То обстоятельство, что ледниковый покров тогда был сильно фрагментирован, т.е. состоял из отдельных ледников, часто не связанных между собой, влияло на его значительную динамичность. В этом отношении можно провести аналогию с современными ледниками Юго-Восточной Аляски, которые также не составляют единого целого (Дайсон, 1966). Конечно, аляскинские ледники лишь моделируют то, что происходило в позднем висконсине. Их реакция на даже незначительные изменения окружающей среды почти безынерционна и нередко связана только с местными изменениями. В последнем случае одни ледники вдруг начинают расти и двигаться, тогда как другие остаются без изменения или даже сокращаются. Это говорит о том, что аляскинские ледники имеют с окружающей средой практически одностороннюю связь. Самые крупные аляскинско-канадские ледники (например, Маляспина) более зависят от окружающей среды, чем сами оказывают на нее влияние. Поэтому их самоподдерживающая роль незначительна, хотя они и не исчезали при потеплении в нашем веке, когда средняя температура в Северном полушарии возрастала до 2–3° С. Центр потепления находился в Юго-Западной Гренландии (Рубинштейн, Полозова, 1965), т.е. в непосредственной близости к огромному ледовому щиту, который также существенно не пострадал, поскольку потепление происходило в основном за счет понижения зимних температур и длилось недолго.

Реакция разных ледников на одно и то же изменение климата может происходить с разной задержкой, т.е. несинхронно. Это зависит от многих факторов. Для крупных ледников задержка реакции исчисляется сотнями и тысячами лет (Мейер, 1968). Поэтому в периоды потеплений в течение сартанского оледенения мелкие леднички могли сильно сокращаться или даже исчезать, тогда как для крупных ледников интервал потепления оказывался слишком коротким, чтобы они существенно изменились.

В Скалистых горах оледенение пайндейл началось 25 тыс. лет назад (т.е. синхронно с сартанским оледенением Сибири) и закончилось только 6,5 тыс. лет назад. В тот период имели место два межстадиала, причем последний приходился на интервал 12–10 тыс. лет назад. Этот межстадиал не полностью соответствовал европейскому аллереду в Альпах, который также сменился оледенением (Ричмонд, 1968). В пределах Восточной Сибири этим интервалом характеризовался уже не межстадиал, а послеледниковое потепление. Пайндейлское оледенение, по мнению Дж. Ричмонда (1968), соответствует главному вьюрму Европы, но не полностью, так как, по европейским данным, главный вьюрм приходился на интервал 29–13 тыс. лет назад, а оледенение пайндейл – 25–6,5 тыс. лет назад.

На Чукотке в Экитыкском горном узле маломощные ледниковые узлы сформировались на высотах 800–1200 м, восточнее существовали лишь каровые ледники и только в хребте Искатень имелись долинные ледники (Глушкова, 1982). Некоторые ледники выходили на осушенный шельф, поскольку на внутреннем

шельфе Чукотки прибрежно-морские отложения возраста 32–35 тыс. лет перекрыты континентальными покровными сериями возрастом 8–12 – 23 тыс. лет (Алексеев, 1985).

Сартанский период на Чукотке сопоставлен Н.Б. Верховской (1986а) с палинозойной *Selaginella sibirica*-*Polypodiaceae*, в которой отмечаются *Betula* sect. *Nanae* (19.3–73.9%), изредка *Alnaster* или *Salix*, единично *Pinus* sect. *Cembra*. Автор приходит к заключению, что "на северо-востоке Азии и северо-западе Северной Америки в это время снова исключительно широкое развитие получили тундрово-степные сообщества" (с. 71).

По заключению еще одного палинолога (Боярская, 1980), в позднем плейстоцене на Чукотке отмечались два потепления и два похолодания. Во время потеплений в прибрежных районах были развиты кустарниковые и травянисто-кустарниковые тундры, во внутренних – лесотундры и разреженные леса. Во время похолоданий распространялись тундростепи. Из материалов авторов вывод о тундростепях вовсе не вытекает.

В районе Пенжинской губы для последнего оледенения были типичны пушицевые тундры, которые в конце оледенения сменились кустарниковыми (Беспалый и др., 1982). В позднем плейстоцене на северном побережье Охотского моря выделены по СПС два потепления, различающиеся между собой (Каревская, 1978). Смена фаз в развитии растительного покрова там происходила почти так же, как в центральных районах Северо-Востока и арктической Якутии (Каревская, 1978; Филимонова, 1978).

Согласно некоторым данным, в позднем плейстоцене на большей части полярного шельфа субазерального этапа не было (Возовик, 1978). Вместе с тем подледный уровень Северного Ледовитого океана в период последнего оледенения на сотни метров отличался от уровня Мирового океана и был разным в отдельных частях Северного Ледовитого океана. Поэтому на шельфе Арктики нет выраженных аналогов уровней позднего плейстоцена, известных на других шельфах (Возовик, 1982а). Однако данные свидетельствуют об осушении шельфов всех северных морей. Уровень моря в сартанское время понижался на 85–100 м и береговая линия отступала на 250–300 км на Северном Ледовитом океане и на 15–30 км на Тихом (в пределах Северо-Востока), поэтому в глубинных районах оледенение определялось орографическими факторами, а в приморских – климатическими. Во внутриконтинентальных ледниковых районах снеговая линия далеко на севере достигала 1800–1900 м, а в приморских ледниковых районах даже в более южных районах опускалась почти до современного уровня моря (Глушкова, 1986). Предполагается, что 18 тыс. лет назад уровень моря у берегов Шотландии был на 60 м ниже, чем теперь, в дальнейшем он постепенно повышался, и соответствующие ему береговые линии ныне находятся вдали от побережья (Jardine, 1982).

Осушение шельфов при покрытом льдами Северном бассейне увеличивало континентальность климата за счет снижения количества осадков, и на них, а также на арктических островах, соединявшихся с материком, существовало ограниченное оледенение. Полагают, что в сартанское время Северная Земля не покрывалась льдами полностью, что вызывает сомнение в существовании мощного ледникового покрова на карском шельфе (Арсланов и др., 1980).

Как известно, в Северо-Восточной Азии наземных льдов в сартанский период было мало, но грунты основательно промерзли (подземное оледенение). По радиоуглеродным датировкам установлено, что аласы в приморской низменности Якутии образовались в результате протаивания чрезвычайно льдистой позднелайстоценовой едомной свиты в одну из волн потепления в конце сартанского периода, скорее всего в аллерёде (Каплина, Ложкин, 1979). В пребореальное время образовались системы мелких ледяных жил, которые вытаяли в бореальное, в аласных отложениях которого содержатся макроостатки древесин, особенно древовидной березы, распространившейся в то время до побережья океана. Согласно тем же авторам, на севере Якутии образование аласов началось при потеплении 12–11 тыс. лет назад

(алерёд), но 9650 лет назад (пребореал) в толще формировались ледяные жилы. На их месте образовались псевдоморфозы 8760–6300 лет назад (Karlina, Lozhkin, 1980). Таким образом, пребореальное похолодание на севере Якутии соответствует позднему дриасу Европы, где это похолодание наступило несколько раньше.

На севере Восточной Сибири и на северо-западе Америки существовали лишь горные ледники. Во время последнего осушения шельфа Колыма текла по нему на восток, вдоль современного берега, до Чаунской губы, близ которой поворачивала к северу, образуя дельту (Вейнбергс, 1978). Хорошо известно, что большая часть Аляски была свободна ото льдов.

Считается, что некоторые виды рыб могли пережить последнее оледенение в бассейне Юкона, позднплейстоценовые условия которого вряд ли значительно отличались от современных (Cimbaa et al., 1981). В низовьях р. Маккензи распространялся ранневисконсинский ледник, а в позднем висконсине здесь льдов не было (Mackay, Matthews, 1983).

Осушались шельфы не только северных морей, но и всех морей Северного полушария. В Японском море уровень воды понижался на 130 м (Чепалыга, 1982). Нет никаких сомнений в том, что север Японской гряды соединялся с материком и поэтому на Хоккайдо проникли мамонты (Колосов, 1980), хотя сам Колосов считал, что поток мигрантов в Японию шел через п-ов Корея. 20–15 тыс. лет назад восточная часть Корейского пролива была закрыта и теплые воды в море поступали лишь через узкий проток в западной части пролива, что привело к охлаждению Японского моря на 7–8° на западе и 8–9° на востоке (Плетнев, 1979). Климат Японского моря был подобен современному климату Охотского моря.

На территорию США ледовый покров распространился ранее 23 тыс. лет назад (Майкелсон, 1982). Следовательно, его образование на территории Канады началось значительно раньше. Лаврентийский щит имел два купола: к западу и к востоку от Гудзонова залива, а не на территории самого залива, как считалось ранее (Shilts, 1980).

Сплошные покровы льда существовали, таким образом, на севере Европы, на севере Средней Сибири (и, возможно, Западной Сибири) и в Северной Америке восточнее р. Маккензи. Ледовые щиты постоянно пульсировали, очевидно, отражая этим изменения климата. На юге Великих озер крупные подвижки ледника происходили 21; 20; 19; 18,1; 17,2; 16,7; 15,5; 14,8 тыс. лет назад, после чего ледник отступил на север этих озер, где его подвижки имели место 12,9; 12,3; 11,7 и 9,9 тыс. лет назад; 9,5 тыс. лет назад ледник покинул территорию США (Майкелсон, 1982). Следовательно, еще большей динамичностью обладали мелкие горные ледники. При этом существенно менялись местные климаты, в силу чего перестраивалась растительность и во взаимодействии популяций происходили колебания, влекущие за собой эволюционные импульсы.

В сартанский период значительная часть поверхности гор оставалась непокрытой льдом и интенсивно выветривалась. Образовалось огромное количество лёсса, который до сих пор во многих местах Северо-Востока Азии (но менее всего на Чукотке) представляет собой поверхностный субстрат. На низменностях лёссово-ледовые едомные сартанские отложения формируют слабогумусированную толщу без ясно выраженных генетических горизонтов, развивавшуюся по криоаридному типу в нейтральной и слабощелочной обстановке (Жигоцкий, 1982). Автор пишет, что в сартанское, наиболее аридное и холодное, время скорость накопления лёссового материала на приморских низменностях Северо-Востока составляла около 1 мм в год, и прежде чем перейти в мерзлое состояние, этот элементарный слой, находясь в деятельном слое, подвергался почвообразовательным процессам в течение 500–1500 лет. Он считает, что в голоцене среда стала кислой и слабокислой, начали преобладать восстановительные процессы, в результате чего сформировались глеевые почвы криогумидных ландшафтов.

Согласно Г. Певе и др. (1968), на Аляске эоловые образования занимают

обширные низменные пространства. Они включают лёсс и переотложенный лёсс (называемый на Аляске "muck" от англ. — грязь). Авторы указывают, что он почти весь образовался вследствие переотложения материала флювиогляциальных равнин. Переотложенный водой лёсс, таким образом, соответствует лёссу в понимании Л.С. Берга, который, однако, указывал: "Сказать, что такое типичный лёсс, невозможно. Он связан неуловимыми переходами с нетипичным" (Берг, 1947. С. 78). В Гренландии лёссом называется ледниковая грязь, выносимая реками в половодье, которая затем оседает, высыхает и разносится ветром (Böcher, 1949). В Западной Гренландии, согласно Т. Бехеру (Böcher 1949), лёссы имеются на южных склонах гор и на скалах. Растительность на них остепненная.

В Северо-Восточной Азии лёссы распространены в Восточно-Сибирской (Приморской) низменности (Томирдиаро, 1970, 1973), что будет рассмотрено более подробно позднее. С.В. Томирдиаро указывает (1973), что "происходившее в ледниковые эпохи верхнего плейстоцена активное накопление лёссовидных суглинков и супесей и в лёссово-ледовой толще едомных покровов связано не с аллювиальной, а с эоловой деятельностью" (с. 7). Лёссы типа грязи очень характерны для района южнее Чукотки, бассейна Анадыря, не покрывавшегося льдами в течение всего плейстоцена. На Аляске же огромная равнина в долине Юкона и равнина севернее хребта Брукса, также никогда не оледеневавшая, покрыты лёссовыми толщами, достигающими местами 60 м мощности.

Изучая в 1977 г. связь поверхностных лёссов, уже значительно измененных почвообразовательными процессами и размывом в бассейнах Индигирки и Колымы, с погребенными толщами льда, мы пришли к некоторым выводам об условиях гибели и захоронения крупных плейстоценовых животных. Этой проблеме посвящено довольно много работ, но единомыслия нет и тут. Следует сказать об этом несколько слов.

В каргинское время растительность в северной тайге Восточной Азии была развита во всяком случае не меньше, чем теперь. Большинство озер, как и в наше время, не имело минеральных берегов и постепенно зарастало, причем рост сплавины обгонял подъем уровня вечной мерзлоты. Отправляясь на водопой, животные брели к открытой воде по болоту с высоким уровнем мерзлоты, а потом падали с уступа, образованного этой мерзлотой под сплавной. Погибшие животные быстро консервировались в связи с поднятием уровня мерзлоты. В сартанское время водоемы промерзли и были покрыты мощным слоем лёсса, который законсервировал их на долгое время. В голоцене начался размыв и вынос лёсса в море.

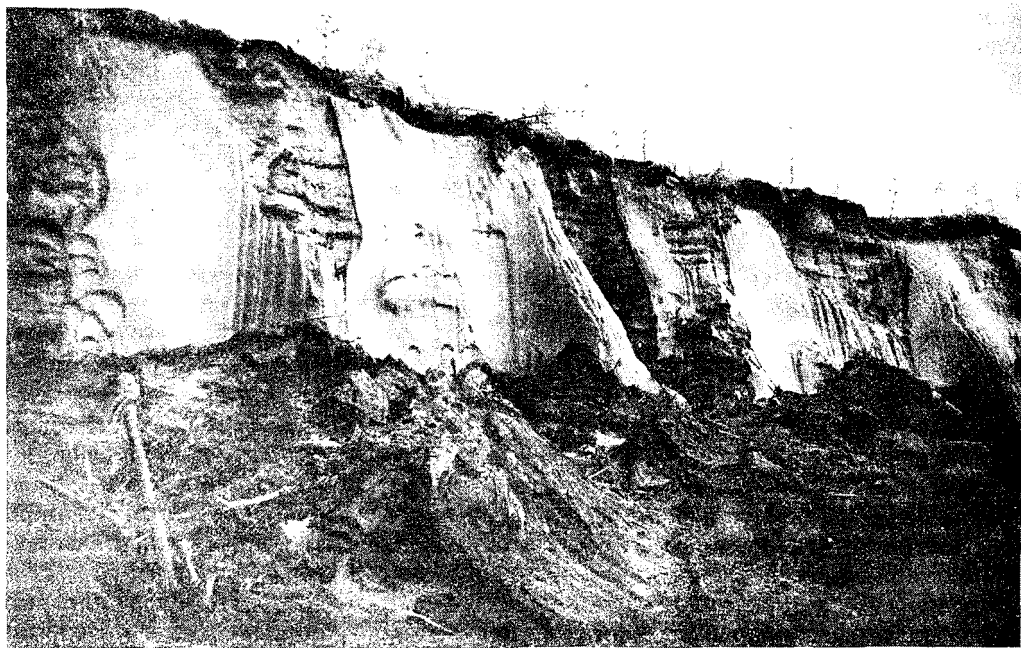
Этот процесс продолжается и поныне. Реки с поразительной быстротой подмывают берега и изменяют свои русла (рис. 33). Когда река приближается к захороненному лёссом ледяному холму, представляющему не что иное, как бывший каргинский водоем, то лед начинает таять и захороненные животные появляются на поверхности (рис. 34). Нарисованной картине отвечают почти все находки целых корпусов плейстоценовых животных. Отсюда мы делаем два главных вывода: общая поверхность впадин на Северо-Востоке Азии стала на 50–60 или даже на 100 м ниже, чем в каргинском периоде; спорово-пыльцевые спектры из речных террас, датированных по их положению, недостоверны (аналогично недостоверны спектры с дельтовых островов). Стоит также отметить, что вся стратиграфия А.В. Шера (1971) построена на разрезах, которые вызывают сомнения. Это видно из их подробного описания. А.В. Шер, вероятно, не знал, что разрозненные кости ископаемых животных на восточносибирских реках залегают во всех террасах; они разбросаны всюду, где имеется прижим воды, и льдины с вмёрзшими в них костями остаются на берегу. В местечке Молахчин на р. Индигирке, где вытаял корпус бизона, а неподалеку (на р. Терехтях) — корпус мамонта, мы нашли на берегу протоки целое кладбище разных костей (в берцовой кости лося сохранялась органика!). Все это было принесено льдами во время паводка.

Маркерами слоев являются только целые корпуса животных. Они разрушаются



Р и с. 33. Река Чантальвеергын

Крупные реки, размывая рыхлую толщу, часто меандрируют. В результате происходит повисание размыва



Р и с. 34. Река Индигирка, Мылахчин

Крупные реки при меандрировании вскрывают погребенные толщи льда, некогда представлявшие каргинские водоемы. По краям таких ледяных толщ вытаивают трупы плейстоценовых животных

еще во время вытаяивания и оползают в реки, а затем уносятся льдами вниз по течению. Где-то они накапливаются, и, если река изменяет русло, "костный пласт" постепенно захороняется. Поскольку этот процесс весьма характерен для нашего времени, то, надо думать, он происходил и в последние 10 тыс. лет. Маркерами растительности является лишь содержимое желудков ископаемых животных. Большинство стратиграфических спектров лишено достоверности. Конечно, это не значит, что стратиграфия, основанная на костных остатках и спорово-пыльцевых спектрах, вообще неправомерна. Но при выборе разреза или места для бурения необходимо изучить сначала геоморфологию ландшафта. Интерпретация спектров и слоев с костями возможна, но при этом важно, чтобы она была ближе к истине.

Из множества сведений о характере оледенений, особенно последнего, и об окружающей среде в эпохи оледенений можно сделать вывод, что сами по себе льды не были критическим фактором для всего живого, разве что покрывали огромную площадь современной суши. Однако в сартанское время ледники занимали весьма скромную территорию. Значительно шире распространились осушавшиеся шельфы. Критическим фактором было собственно похолодание в его начальной фазе.

В какой обстановке происходили рост ледников и осушение шельфов, мы не знаем. Можно лишь догадываться, что это были наиболее экстремальные условия для всего живого. Когда исследуется тот или иной период, то, как справедливо отметил Д. Хопкинс (Hopkins, 1972), полученные данные относятся обычно к его стационарному состоянию. На самом же деле этот отрезок времени очень незначителен по сравнению с нестационарными переходными состояниями, в каждом из которых могут быть обнаружены специфические особенности климата и биоты.

Собственно появление БМС и развитие там среды – процесс весьма медленный и прошел несколько стадий. Осушение шельфа до различных глубин можно видеть на рис. 26. Каждая стадия имеет специфический климат, который сохраняет некоторую устойчивость. В каждый ледниковый период процесс, показанный на рис. 26, происходил в прямом и обратном направлениях. Стационарное состояние среды обитания на полностью осушенном мосту длилось в геологическом масштабе очень недолго. Ледниковые периоды квартала занимали значительно меньший отрезок времени по сравнению с межледниковьями (Будыко, 1974). Кроме того, развитие ледникового периода не происходило однонаправленно; оно прерывалось потеплениями, не достигающими, однако, масштаба межледниковья (интергляциала).

По некоторым данным, БМС в позднем висконсине был уже, чем в предыдущие эпохи. Это согласуется с меньшим масштабом оледенения и соответственно меньшей нагрузкой на земную кору, относительно слабой инициацией тектонических подвижек (рис. 35).

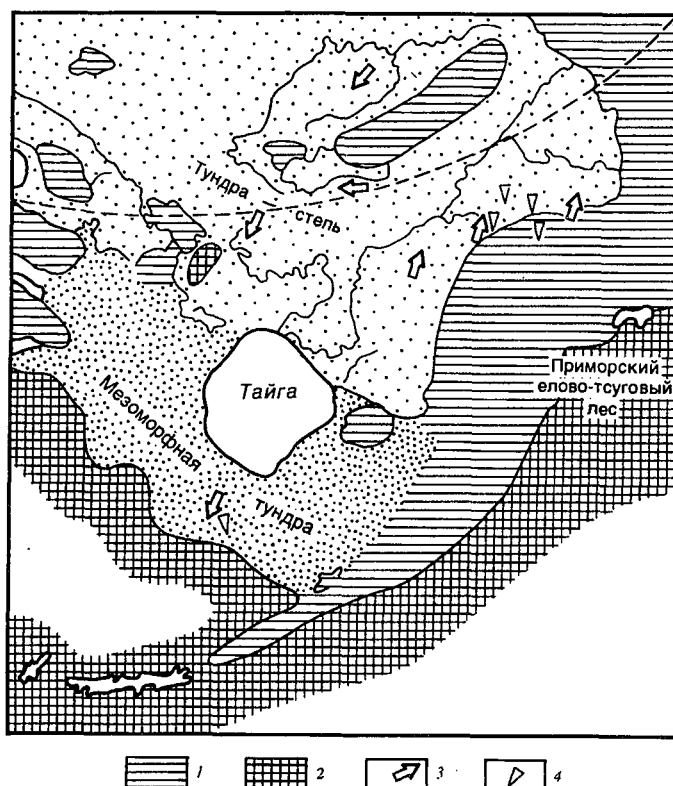
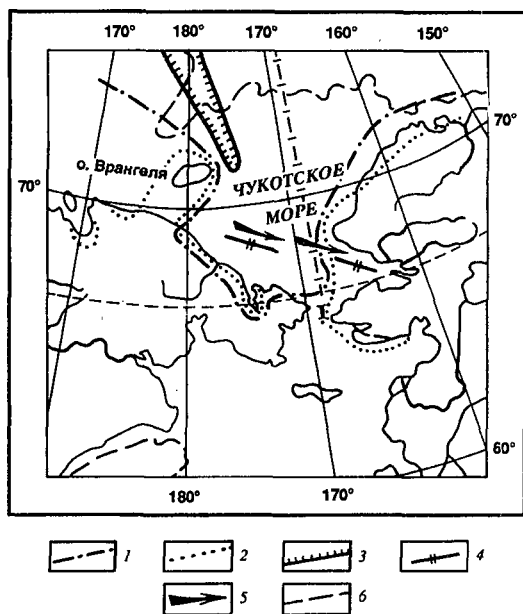
На рисунке можно видеть, что даже часть современного северного побережья Чукотки была ниже уровня моря. Южную границу БМС автор не проводит, а северная существенно расходится с представлениями Д. Хопкинса (Hopkins, 1972) (рис. 31). Регрессии "колючинского моря" (или бореальной трансгрессии) были весьма незначительными, и береговая линия в верхнем плейстоцене никогда не достигала края материковой отмели (шельфа) (Пуминов и др., 1972, 1973). Однако на рис. 35 мы видим также затопленную долину р. Кобук. Она могла образоваться только на суше, но время ее образования, возможно, приходится на самаровский или зырянский период, так как направление долины совпадает с направлением зоны новейших опусканий. Следует заметить, что затопленная долина р. Кобук, вероятно, представляла важнейший миграционный канал при обмене растениями между Чукоткой и Аляской.

Представления Д. Хопкинса (Hopkins, 1972) об обстановке в Берингии, на которые в настоящее время опираются многие биогеографы, отражены на рис. 36. Особого внимания заслуживает очаг – рефугиум елово-тсугового леса на южном побережье Аляски². На этом рисунке в отличие от рис. 22 из той же работы правильно показаны

² Вероятно, в этом рефугиуме переживала оледенение *Picea sitchensis*.

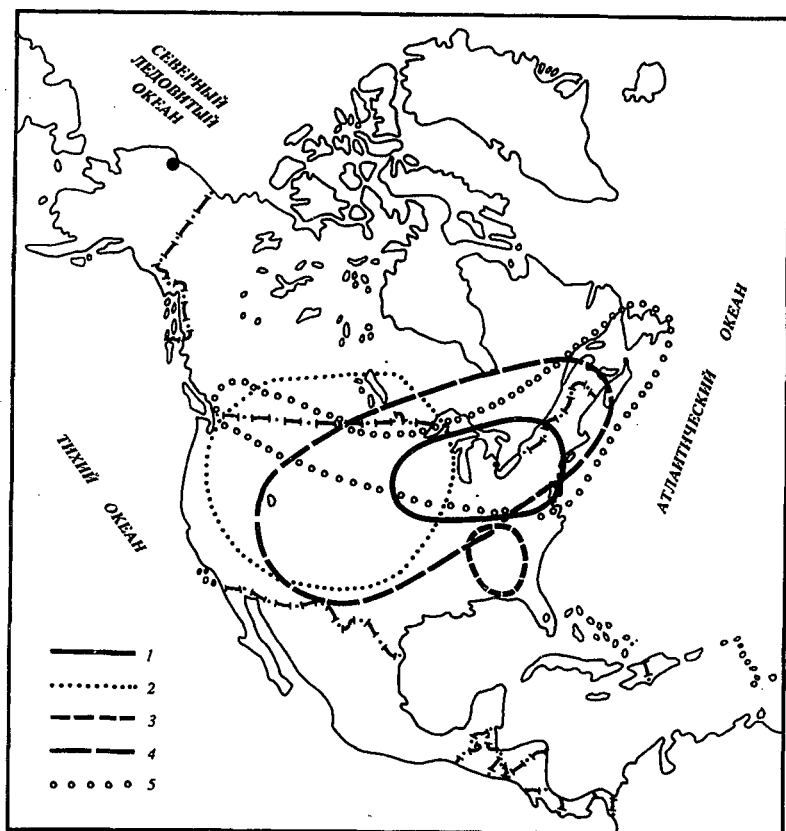
Р и с. 35. Положение участков новейших опусканий и береговой линии в верхнем плиоцене и голоцене (по: Дегтяренко, 1971)

1 – береговая линия в верхнем плейстоцене; 2 – береговая линия в раннем голоцене; 3 – чукотский желоб; 4 – зона новейших опусканий прогиба Лонга; 5 – затопленная долина р. Кобук; 6 – северная граница БМС (по: Hopkins, 1959; и др.)



Р и с. 36. Палеогеография и растительность Берингии в эпоху последнего оледенения (по: Hopkins, 1972)

1 – льды; 2 – водные пространства; 3 – господствующее направление ветров того времени, установленное по морфологии дюн; 4 – ископаемые клинья льда



Р и с. 37. "Синдром Умиат"

Ареалы пяти видов мхов в Центральной Америке, найденных в районе Умиат, на арктическом склоне Аляски (черная точка) (по: Стир, 1969): 1 – *Seligeria pusilla*; 2 – *Grimmia plagiopodia*; 3 – *Molendonia sendtneriana*; 4 – *Desmatodon obtusifolius*; 5 – *Seligeria campylopora*

районы оледенения на Чукотке. Долина Юкона в сартанское время была полностью свободна ото льда. Однако нельзя согласиться с тем, что она являлась ландшафтным продолжением осушенного шельфа, как это следует из рис. 22. Характер ландшафта всегда зависит от его географического окружения. Очевидно, географическое окружение долины Юкона отличалось от окрестностей осушенного шельфа.

Отсутствие оледенения в Центральной и Северной Аляске, а также на северо-западе Канадского Арктического архипелага объясняется особенностями циркуляции атмосферы. В эти районы не попадали в силу топографических и барических условий влажные ветры с моря (Григорьев, 1946; Simmons, 1913; Simpson, 1940). Существование областей Аляски, не покрывавшихся льдами, очень хорошо соответствует многим биогеографическим данным, чему посвящена обширная литература (Rend, 1948; Hultén, 1937a, b; 1960; Стир, 1969; Кожевников, 1978a; Hadač, 1948, 1960; Pacific basin..., 1963; и др.).

Здесь стоит привести интересные данные В. Стира (1969). На рис. 37 изображены ареалы пяти видов мхов, обитающих в умеренном климате. Однако все они обнаружены в районе Умиат ($69^{\circ}22'$ с.ш., $152^{\circ}09'$ з.д.) на арктическом склоне Аляски. Столь удивительную концентрацию мхов, чуждых Аляске, В. Стир назвал "синдром Умиат". Не менее удивительно то, что эти виды неизвестны из долины Юкона. Вероятно, долина Анадыря в эпохи оледенений была аналогом долины Юкона, поскольку их географическое положение и окружение очень сходны. Предполагается, что Северный Юкон 16–12 тыс. лет назад занимала тундра с редкими кустарниками на

возвышенностях и осоковыми болотами в низинах. В начале голоцена ей на смену пришли хвойные леса, которые распространились на возвышенностях (кроме высокогорья), а на низменности по-прежнему господствовали болота (Ritchie et al., 1982). По другим данным, на оз. Хангинг на Северном Юконе выделена пыльцевая зона ели (*Picea*), образовавшаяся 21,6–18,45 тыс. лет назад (Свунар, 1982).

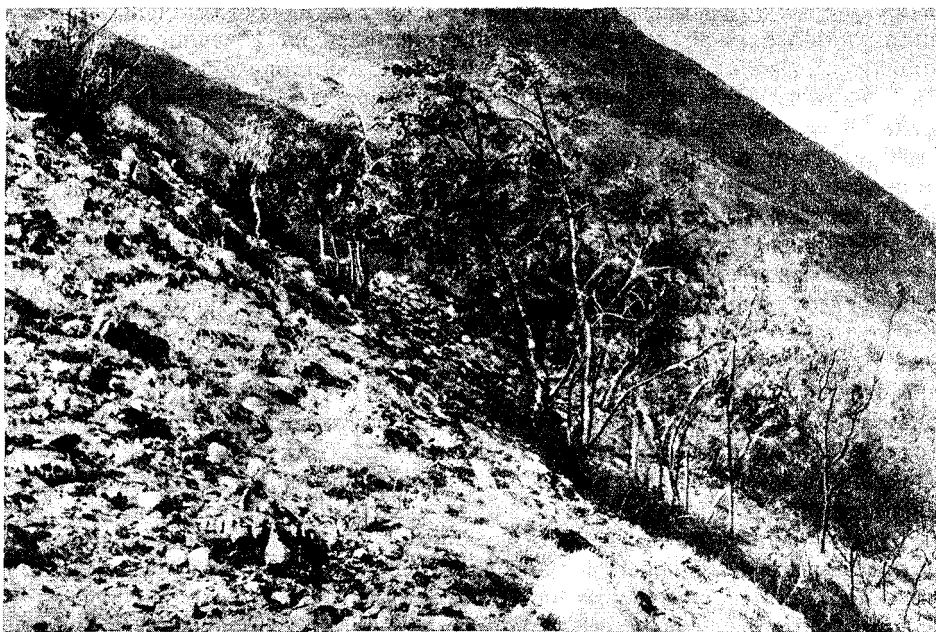
Горные ледники сартанского времени распространялись не во всех горных системах или их частях. Так, следы последнего оледенения, как наиболее явственные, не обнаружены в отрогах хребта Русского, на юге Марковской впадины, не говоря уже о самой впадине, имеющей резко континентальный режим среды. Такой режим препятствует развитию ледников.

Не вызывает никакого сомнения, что Марковская впадина льдами не покрывалась. В этом отношении она представляет собой аналог долины Юкона, располагаясь на той же широте. В настоящее время из древесных пород в Марковской впадине распространены чозения (*Chosenia arbutifolia*), береза Каяндера (*Betula cajanderi*), тополь благовонный (*Populus suaveolens*), *Salix schwerinii* и *S. udensis*; в ближайших окрестностях впадины имеются лиственничные леса. Поскольку даже в современных условиях лиственница не растет в самой впадине, а приурочена к еще более укрытым от влияния моря районам, то вряд ли можно думать, что лиственница сохранялась в Марковской впадине (но не на Майне, см. ниже) в сартанское время. Еще меньше оснований предполагать переживание в этой впадине остальных древесных пород, за исключением березы. Последняя, видимо, могла сохраняться в этой впадине в сартанский период, хотя бы в сильно угнетенном состоянии. Как установлено на Чукотке, от 10-метровой высоты дерева в Марковской впадине она уменьшается до максимум 4-метровой высоты в Телекайской впадине, где приобретает также кустарниковую форму, продвигаясь в таком виде на северо-восток, до р. Амгуэмы (Кожевников, 1978в) (рис. 38).

Другие перечисленные деревья появились в Марковской впадине уже в голоцене. Однако в ней, по всей вероятности, пережили оледенение некоторые кустарниковые виды, такие, как кедровый стланик (*Pinus pumila*), ольховник (*Alnus*), ива Крылова (*Salix Krylovii*), рододендрон золотистый (*Rhododendron aureum*), последний в наше время нередко обитает в низовьях Анадыря в нивальных условиях.

Марковская впадина являлась только частью (но с наиболее благоприятной обстановкой для растительности) не покрывавшейся сартанскими льдами нижней части долины (большой половины Анадыря). Ледники распространялись и к северу от долины Анадыря и южнее. Район Анадыря занимал более высокий гипсометрический уровень (вследствие понижения уровня моря) и, вероятно, был суше. По данным М.В. Муратовой (1973), климат перигляциальной зоны в бассейне Анадыря был холодный и сухой, растительность представлена травянистыми группировками каменистых субстратов с большим участием сибирского плауна (*Selaginella sibirica*). В пыльцевых спектрах, полученных М.В. Муратовой, обнаружена пыльца кустарниковых берез (*Betula*), ольховника (*Alnus fruticosus*) и нескольких семейств травянистых растений, имеющих и в современной флоре района. Современные степоиды в низовьях Анадыря составлены рядом континентальных термофитов, проникновение которых сюда может связываться либо с зырянским, либо с сартанским временем. Во всяком случае, в сартане эта группа видов здесь уже обитала, и, вероятно, даже в большем количестве; их ландшафтные позиции были также более устойчивы, чем теперь.

Если перенести в сартанское время метеоданные тех современных пунктов на Чукотке, где имеются остепненная растительность и ольховник на пределе своего совместного существования, то получим среднемесячную температуру июля 10°C и годовое количество осадков не более 250 мм. По расчетам С.Л. Сергина и М.С. Щеголовой (1976), самые близкие к приведенным показателям значения (9°C и 240 мм) приходится на северный шельф, примерно на 68° с.ш., но, согласно их прежним оценкам (Сергин, Щеголова, 1973), картина была совсем иная. Возможно, следует воздержаться от благоприятного вывода.



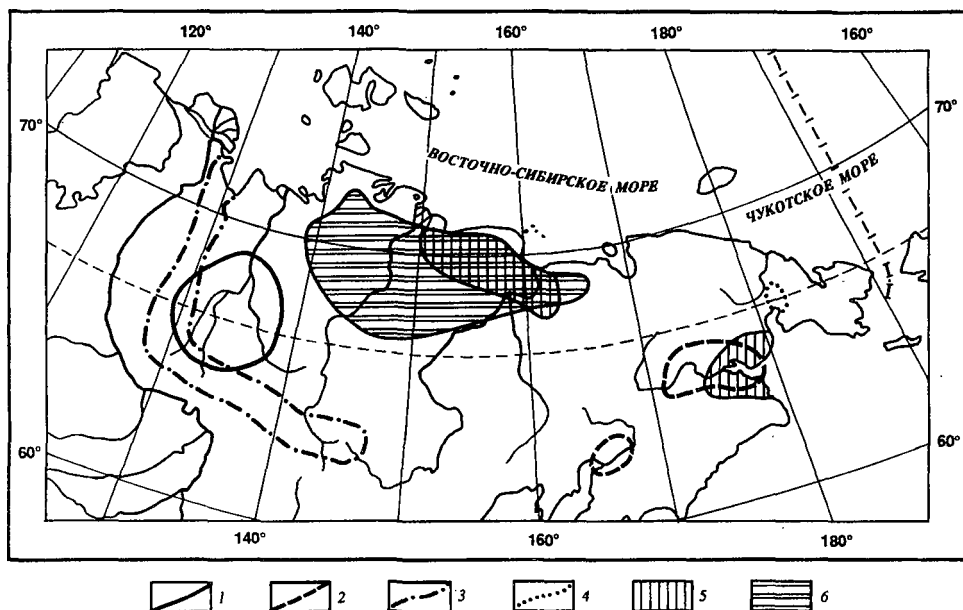
Р и с. 38. Невысокий березняк в районе Телекайской рощи в нижней части южного склона

Если и далее придерживаться принципа актуализма, то нужно допустить, что в позднем висконсине в низовьях Анадыря были широко распространены типичные и нивально-луговинные тундры, были развиты ерники и ивняки по долинам рек; в понижениях рельефа господствовали болота и кочкарники. На горных местообитаниях имела растительность, аналогичная современной, включая гольцовые виды, генетически более южные. Возможно, что такая обстановка сложилась уже после кульминации оледенения, когда намечалось потепление.

Если учитывать, что в зырянское время в хребте Искатень развивалось довольно значительное оледенение и если прав Ш.Ш. Гасанов (1969) в отношении широкого распространения льдов в это время в Анадырской низменности³, можно думать, что дифференциация видов и подвидов некоторых растений, один из которых населяет северо-запад Якутии, а другой Чукотку и Анадырский край (рис. 39, 1–4), сложилась в сартанский период. В это же время, по-видимому, сформировался дизъюнктивный гнездовой ареал вилохвостой чайки (рис. 39, 5). Ареал розовой чайки (рис. 39, 6) приходится на область, вовсе не покрывавшуюся льдами в плейстоцене. На зиму розовые чайки летят не на юг, а на север, где кормятся на полыньях Арктического бассейна. Они залетают до 85° с.ш. (Успенский, 1969). Возможно, что такая биологическая особенность розовой чайки выработалась в период еще самаровского оледенения, когда к югу от Приморской низменности было слишком много льдов, а севернее осушенного шельфа случались подвижки льдов и образовывались разводья. Белая чайка гнездится в основном в приатлантической Арктике и в Канадском архипелаге, но залетает и на Чукотский полуостров и о-в Врангеля (Успенский, 1969; Портенко, 1972–1973). Эта чайка долетает почти до Северного полюса.

Приморские окраины БМС были ареной обособления среди птиц современных эндемиков прибережных районов, но внутренние районы Берингии, вероятно, не дали ни одного эндемика и, скорее всего, потому, что сухопутные виды птиц могли свободно мигрировать на запад или на восток (на Аляску). Об этом, в частности,

³ Авторы не совсем разделяют данную точку зрения Ш.Ш. Гасанова и считают, что обособление названных таксонов могло произойти и в зырянское время.



Р и с. 39. Ареалы *Potentilla tollii* (1), *P. anadyrensis* (2), *Androsace gorodkovii* (3), *A. gorodkovii* ssp. *semiperennis* (4) (по: Юрцев, 1974), вилохвостой (5) и розовой (6) чаек (по: Флинт и др., 1968)

свидетельствует современный пролет ряда птиц, не связанных своей жизнедеятельностью с морскими побережьями. Так, пеночка-таловка летит из Аляски через Берингов пролив, а далее вдоль восточноазиатских берегов до Таиланда и Филиппин, где и зимует (Портенко, 1970). Через Берингов пролив летят с Аляски канадский журавль (*Grus canadensis*) и каменка обыкновенная. А.А. Кишинский (1974) отмечает, что арктоальпийские виды птиц, проникшие из Азии на Аляску, усвоили "континентальные" пути пролета, хотя им теперь приходится возвращаться в Азию через Берингов пролив. Напротив, кулик-дугиш летит через Берингов пролив из Таймыра, чтобы добраться до зимовки в Южной Америке. Л.А. Портенко (1970, 1972, 1973) называл Берингов пролив "проходным двором", имея в виду множество путей для пролета птиц через него. Тем не менее сам Л.А. Портенко не склонен был придавать данному факту то историческое значение, которое он заслуживает. Это объясняется, по-видимому, взглядами исследователя, не принимающего Берингию как единую сушу, способствующую формированию путей мигрирующих птиц. Впрочем, М. Удварди (Udwardi, 1963) также полагает, что Берингов пролив не является серьезной преградой для сухопутных птиц. А.Г. Таунз (1963) считает, что даже для летающих насекомых он не помеха.

Однако попытаемся осмыслить подсчеты самого Л.А. Портенко (1972, 1973), хотя он и писал, что цифровые данные для сравнения непригодны. 19 видов птиц⁴, согласно Л.А. Портенко, являются идентичными для обеих сторон Берингова пролива. 51 вид дифференцирован на евразийский и североамериканский подвиды. Наконец, имеется 70 пар викарирующих видов, к ним относится большое количество бореальных. Если Берингов пролив не является серьезной преградой для миграций птиц, остается только удивляться, почему птицы, населяющие один какой-то материк, за последние 10 тыс. лет не распространились на соседний, и если изредка встречаются в чуждой для их обитания области, то это всего лишь следствие урагана, занесшего их сюда.

Может показаться, что приведенные подсчеты Л.А. Портенко демонстрируют особую специфичность орнитофаун Северо-Востока Азии и Северо-Запада Америки.

⁴ Не учтены виды побережий и островов.

Это является следствием и того, что рассматриваются крупные территории, и того, что Л.А. Портенко понимал виды, и особенно подвиды, очень узко. Тем не менее он признавал большое орнитофаунистическое сходство Чукотки, Северной Аляски и других секторов Арктики. Б. Кессель (Kessel, 1963) насчитывает в арктической Аляске 80 видов птиц, постоянно здесь живущих. Из них 71 вид обитает и в Северо-Восточной Сибири, так что авифаунистическое сходство этих областей весьма большое. 33 вида залетают сюда из аляскинской тайги случайно, и в это число Б. Кессель включает 8 залетных видов с азиатской стороны Берингова пролива. Очевидно, эти 8 видов – нелетающие обитатели. Из числа общих для Северной Аляски и севера Восточной Сибири видов птиц 49 (69%) имеют циркумполярное распространение; 12 (плюс 6 подвидов) имеют центр ареала в районе Берингова моря; 6 видов североамериканского происхождения залетают в Северо-Восточную Сибирь, где гнездятся, и 5 сибирских видов залетают на Аляску, где также гнездятся.

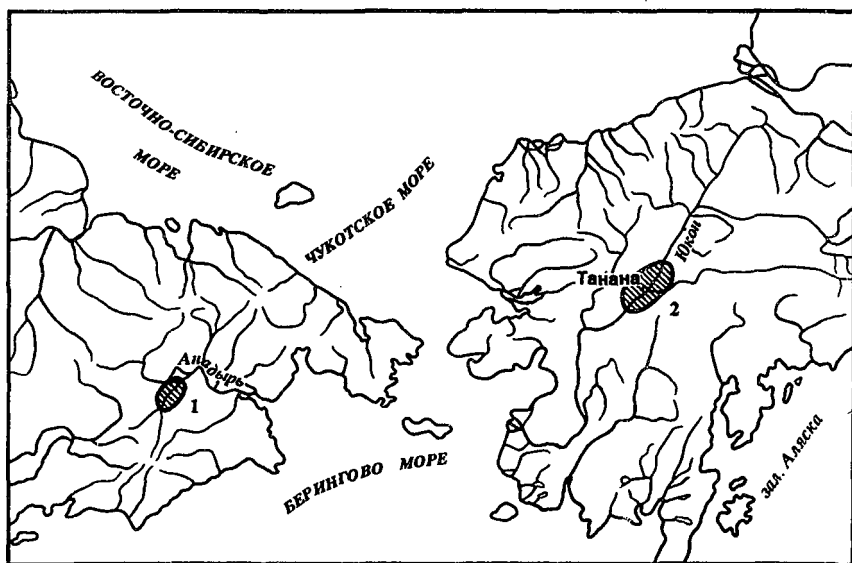
В настоящее время, пожалуй, невозможно установить залетела ли каменка (*Oenanthe oenanthe*) на Аляску через пролив, т.е. в голоцене, и стала там гнездиться или она расширила ареал на Аляску благодаря БМС. Во всяком случае близ современного восточного побережья Чукотки это довольно обычный вид. Но возьмем другой пример. Один из интереснейших куликов – лопатонос, эндемик морских побережий Северо-Востока Азии, вероятнее всего, обособился в сартанское время. Л.А. Портенко (1939) писал, что лопатонос "отображает приуроченность этого вида к древней береговой линии по западной стороне Берингова моря. Удивительней всего то, что при несомненно имевших место в историческом прошлом перемещениях береговой линии этот кулик не перешел на американский берег" (с. 94). Он не перелетел на Аляску и за последние 10 тыс. лет, хотя Аляска и находится у него перед глазами, а зимовать лопатонос улетает в Африку.

Весьма любопытно, что и *Potentilla fragiformis*, обитающая на морских побережьях Чукотки, неизвестна на Аляске, хотя еще Б.Н. Городков (1938) указал, что галофиты морского побережья Арктики – это третичные реликты. Подобные факты не находят удовлетворительного объяснения. Можно лишь предположить, что ареалы некоторых приморских видов в сартанский период были сдвинуты к югу вдоль азиатского побережья и на север они сместились, когда БМС погрузился. Но, возможно, некоторые странности распространения связаны с более поздним таксономическим обособлением. Ведь все суждения о времени обособления таксонов, основанные на их внешнем облике, носят лишь гипотетический характер.

В это же время усилились миграции из низовьев Анадыря на Чукотский полуостров по дну осушенного Анадырского залива, на котором имелись аналоги горных местообитаний, и вообще среда напоминала более низкое горное плато, чем литораль, имеющее различные комплексы местообитаний. Мигрантов обратного направления, т.е. с востока Чукотки, в низовьях Анадыря, по-видимому, не было, что можно связывать с более суровыми условиями на востоке Чукотки в период кульминации оледенения и вызванной этим обедненностью популяций биотипами (Hultén, 1937a).

Долина Юкона, несомненно, выполняла роль рефугиума в сартанское время, так как ее, как и прежде, окружали со всех сторон, кроме западной, сплошные льды. Долина Анадыря с его притоком Майн, вероятно, также может быть названа рефугиумом в наиболее критическое время, хотя ее и не окружали сплошные льды (рис. 40). Как уже было сказано, наиболее критическая обстановка складывается в тот период, когда шельфы начинают осушаться. Когда они максимально осушаются и появляется БМС, наиболее критическая ситуация заканчивается. Растения и животные получают возможность увеличить размер своих популяций, и многие начинают мигрировать по осушенным шельфам или закрепляются на них.

Ряд видов растений, имеющих современный амфиберингийский ареал, занимал на осушенном шельфе прочные позиции и снабжал мигрантами приберингийские районы "постоянной суши". Впоследствии, при погружении БМС и по мере стаивания



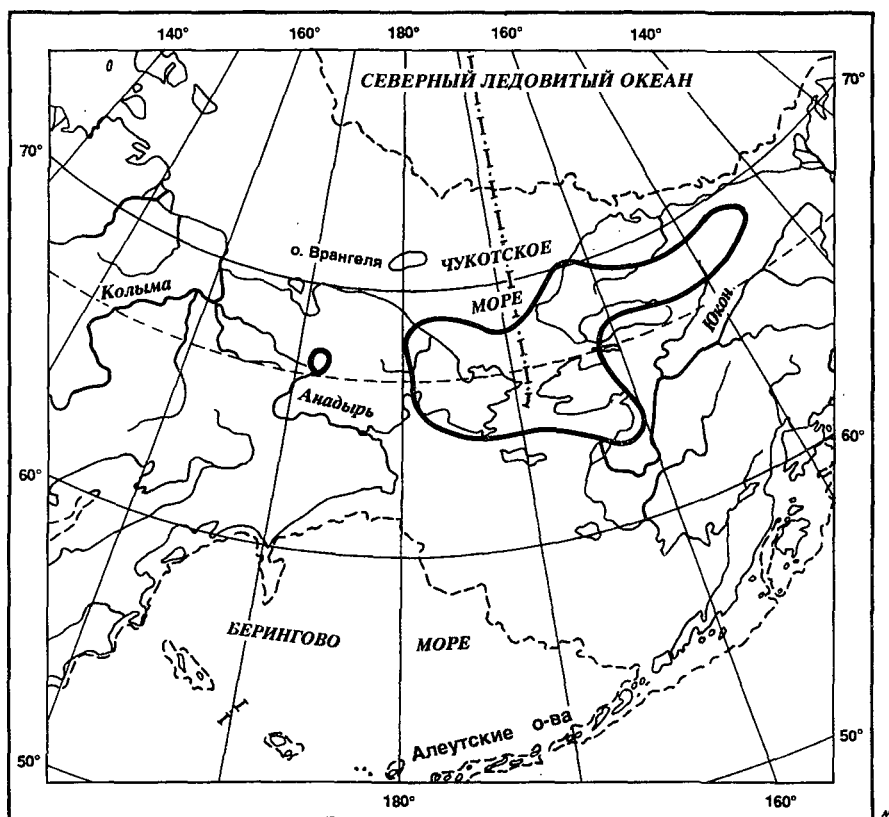
Р и с. 40. Места предполагаемых рефугиумов леса в сартанское время
1 – р. Майн в среднем течении; 2 – р. Юкон и низовья р. Тананы

льдов, эти виды мигрировали и на запад и на восток от Берингова пролива. Линия, проходящая через пролив и середину Алеутской гряды, является линией симметрии современных ареалов этих видов (Hultén, 1958). Э. Хультен отметил тот замечательный факт, что растения, распространившиеся много западнее этой линии, проникли далеко и к востоку от нее. "Протяженность их современных ареалов объясняется их разной скоростью распространения. Растения самых различных систематических и экологических групп имеют очень сходные ареалы, центрированные вокруг Берингова моря" (Hultén, 1958. С. 89).

Так, на БМС постепенно сформировались своеобразные отношения сожительств и, возможно, даже конкуренции, что вызывало трудности с дальнейшими миграциями. Подобная обстановка могла сложиться, разумеется, не на всем протяжении БМС, а только в наиболее благоприятных для обитания местах, тогда как огромные пространства напоминали арктические пустыни. Среди современных ландшафтов Чукотки также лучшие для жизни территории заняты наиболее преуспевающими видами, а непреуспевающие нередко в полном смысле слова прозябают, и, надо думать, ряд видов просто не выдерживают таких условий и исчезают, несмотря на большую протяженность слабозаселенных (вследствие неблагоприятной среды) пространств. Таким образом, при мощном общем влиянии на живое абиогенной составляющей среды кое-где вступает в силу и ее биогенная составляющая. Не исключено, что подобные отношения существовали и на БМС.

Флористический обмен между собственно Чукотским полуостровом и п-овом Сьюард был в какой-то степени аналогичен обмену между Чукотским полуостровом и низовьями Анадыря, происходившему по североанадырскому шельфу. И в том и в другом случае у нас есть надежные флористические показатели этого обмена. Однако большинство миграций, очевидно, невозможно интерпретировать, в частности по североанадырскому шельфу, т.е. ряд видов могли мигрировать на Чукотский полуостров из бассейна Анадыря уже после погружения БМС.

Легкость миграций по анадырскому рельефу не могла происходить длительно, так как начавшееся таяние ледников сильно обводнило ландшафт. Вероятно, поэтому многие американские мигранты не добрались с Чукотского полуострова до низовьев Анадыря (Кожевников, 1976а, б). Например, ареал смеловская чашечная не доходит



Р и с. 41. Ареал *Smelowskia calycina* var. *porsildii* (не доходит до низовьев р. Анадырь)

до ее бассейна (рис. 41). В настоящее время в низовьях этой реки имеется ряд видов с основной частью ареала в Америке, не заходящих в Азию северо-восточнее Анадыря (*Iris setosa*, *Geranium erianthum* и др.). Э. Хультен (Hultén, 19376) рассматривал эти виды как представителей флоры Южной Берингии с ее гумидным климатом и преимущественно мезофитной луговинной растительностью. По нашему мнению, большинство видов, азиатская и американская части ареалов которых и теперь связаны через Командоро-Алеутскую гряду, мигрировали не через Берингию, а через Хультению, т.е. не на Чукотку, а на Камчатку. Об этом лучше всего свидетельствует отсутствие многих "камчатско-аляскинских" видов в бассейне Анадыря и севернее. Ареалы большого количества видов протягиваются от Аляски через Командоро-Алеутскую гряду на юг Камчатки и далее на Курильские острова, Охотское побережье и Японию. А.П. Хохряков (1973, 1976), очевидно, справедливо назвал представителей этой группы арктотретичными по происхождению. Многих из них нет даже на Северной Камчатке. Вероятно, в период осушения Командоро-Алеутской гряды обстановка на ней была весьма благоприятная, что нужно связывать с "обогревом" теплым течением Куросио, путь которого на север преграждался этой грядой.

Однако ряд других мезофитов (*Solidago multiradiata*, *Saussurea angustifolia* и др.) определенно мигрировали через Берингию на Чукотку в ее южные части; в основном это мелкие растения. В настоящее время такие виды не выходят на запад, за пределы Чукотки, поскольку экологические условия на полуострове и на Западной Аляске совершенно одинаковы. Почти все мезофиты распространены в американской Арктике (кроме высокой) и Субарктике.

По данным Р.Е. Гитерман и др. (1968), в сартанское время "в западной части

Чукотского полуострова существовали кустарниково-моховая и каменная тундры" (с. 172). Такие же тундры, как уже было сказано, занимали долину Анадыря, вплоть до его современного устья, и, вероятно, продолжение этой долины на шельфе. Как полагает Г.У. Линдберг (1973), палеодолина Анадыря соединялась в области шельфа с палеодолиной Юкона. Только такое соединение могло обеспечить обмен пресноводными рыбами между Чукоткой и Аляской.

Кустарниковые тундры, чередующиеся с мезофитными луговинами, по мнению многих авторов, были распространены в Южной Берингии. По-видимому, они могли сформироваться здесь лишь после кульминации оледенения. Недавно на юго-востоке Чукотского полуострова были обнаружены кустарниковые *Populus balsamifera* и *Viburnum edule* (Катенин, 1980), распространенные на Аляске достаточно широко. Эти находки можно уверенно связывать с Южной Берингией на последнем этапе ее существования. Некоторые арктоальпийцы и субаркто-бореальные виды еще имели целые ареалы, которые впоследствии распались и теперь являются дизъюнктивными. Совсем недавно (Афонина, Макарова, 1981) на Чукотском полуострове в окрестностях Гильмимлинейских ключей был впервые найден мох *Campylopus schimperi*, который вообще не произрастает в Российской Арктике. Как он там появился? Остается лишь предположить, что его споры были занесены с Аляски либо он мигрировал сам через БМС.

Что же касается ряда новых и редких лишайников, обнаруженных на Чукотском полуострове (Афонина, Макарова, 1981), то их несколько. Например, *Dimelaena ogeina*, характерный для аридных районов Азии, достаточно часто встречается в центральных районах Северной Америки (Hall, 1952; Sheard, Ahti, 1975). Широко распространенный (Саяны, Камчатка, о-в Беринга) вид *Nephroma parile* встречается на юге Аляски и даже в Канаде (Домбровская, 1975).

Таким образом, климатическая обстановка в Берингии сартанского времени, хотя и была суровой, не исключала возможность широкого обмена биокomпонентами Старого и Нового Света. По всей вероятности, немаловажную роль в этом обмене сыграло ограниченное распространение льдов в пределах самой Берингии. К.Л. Сейнсбэри (Sainsbury, 1967) полагал, что миграции через Северную Берингию могли осуществляться только в висконсинское время, а в ранние периоды плейстоцена они происходили в Южной Берингии через перешеек, включающий о-в Св. Лаврентия. Согласно высказыванию Р. Гуда (Good, 1964), "распространение растений есть в основном климатическое «распространение»" (с. 402). Но при изучении реликтовых растений неизбежно возникает проблема исследования динамики эколого-топологических условий (физические препятствия для распространения растений: моря, горы и пр.), микроклимата почвы, фитоценологических особенностей (Лавренко, 1938). Поэтому особое значение для реконструкции обстановки в Берингии сартанского времени имеет изучение реликтовых американских растений на Чукотке и чукотских на Аляске. При этом, конечно, следует иметь в виду вероятность заноса семян по льду в период существования Берингова пролива. Г. Ридли (Ridley, 1930), большой авторитет по способам распространения растений, считал, что наличие арктических растений в обоих полушариях необязательно связывать с былым существованием мостов суши, в частности между Европой и Северной Америкой. По его мнению, распространение могло происходить путем разноса семян по льду сильными ветрами. Действительно, есть прекрасные описания (например, С.Н. Остенфельда (Ostenfeld, 1926)) арктической пурги, когда под сильнейшим напором ветра по льду стремительно неслась разная ветошь, среди которой обнаруживались вполне жизнеспособные семена и даже части растений. Однако В. Стир (1969) подчеркивает, что "значение ветра как фактора разноса растений на большие расстояния сильно преувеличено, несмотря на то что семена и плоды многих растений имеют специальные приспособления для рассеивания их ветром" (с. 164). В. Стир — специалист по мхам, которые размножаются микроскопическими спорами. Казалось бы, эти споры могут переноситься ветром на

сколь угодно большие расстояния, но, оказывается, это не так. "Статистические расчеты показывают, что вероятность расселения мхов и занятия ими новых местообитаний ничтожно мала" (Там же. С. 165).

Сравнение флор разных территорий приводит к убеждению, что ветровой разнос семян на дальние расстояния происходит крайне редко. Иначе чем объяснить, что некоторых растений с Аляски нет на Чукотке, хотя условия обитания здесь для них вполне приемлемы. Впрочем, С. Янг (Young, 1971) считает, что на о-в Св. Лаврентия в Беринговом проливе многие растения попали с помощью ветра. Нам уже приходилось высказывать сомнения по этому поводу (Кожевников, 1973в). Для большинства американских растений возможность заноса семян каким-либо агентом через Берингов пролив на Чукотку крайне маловероятна по следующим причинам: семена многих растений не имеют приспособлений для переноса ветром; ветры, дующие с Аляски на Чукотку, – явление очень редкое; льды от берегов Аляски не подходят к берегам Чукотки; птицы, возвращающиеся осенью из Аляски в Азию, насекомоядны; и т.д. Распространение приморских растений даже на небольшие расстояния происходит с трудом. Так, Э. Хультен (Hultén, 1937) посетил Богословский остров, находящийся севернее о-ва Умнак (Алеутские острова), через 140 лет после того, как этот остров возник в результате вулканического извержения. На нем было найдено только пять видов – все обитатели морских берегов.

Известна группа чукотских растений – пришельцев из Северной Америки, и появились они на Чукотке в позднем висконсине. Часть этих растений в настоящее время процветает на Чукотке и явно расширяет свои ареалы, тогда как другая часть, очевидно, сужает их. О реликтовой природе ряда американских видов на Чукотке свидетельствует тот факт, что они обитают исключительно на известняках востока Чукотского полуострова.

Учитывая зональность климатических условий на мосту суши, легко допустить, что миграции растений происходили также дифференцированно: одни виды мигрировали преимущественно вдоль южной части моста с более мягким климатом, другие – вдоль северной, более континентальной (Hultén, 1963). Мост представлял собой увалистую равнину, прорезаемую гидросетью. На нем были лишь отдельные горные массивы – в настоящее время острова (Врангеля, Большого и Малого Диомида, Св. Лаврентия, Прибыловы) (Hopkins, 1967). Высказываемое иногда мнение, что это осколки Берингии, справедливо, но обстановка на островах не аналогична таковой на БМС, поскольку и во время существования БМС горы способствовали формированию местного климата, не такого, как на увалистой равнине.

Судя по идентичности растений Чукотского полуострова и Северной Америки, можно предположить (как и в случае с сайгой), что условия их миграций и современного обитания не могли существенно различаться. Иными словами, в пределах моста суши имелись по меньшей мере аналоги современных местообитаний этих видов. Мы вправе допустить существование таких аналогов даже для видов с горной экологией. Они нередко встречаются в наши дни на приморских равнинах в местах с нарушенной дерниной и соответствующим протаиванием мерзлоты до того уровня, который обеспечивает хороший дренаж поверхностных слоев грунта. В таких местах развиваются редкотравно-мелкокустарничково-лишайниковые тундры, окруженные со всех сторон бугорковатыми заболоченными тундрами. Кроме того, многие виды с горной экологией нередки на сухих галечниках озер и особенно рек с неинтенсивным паводковым режимом. Таким образом, виды с преимущественно горной экологией вполне могли мигрировать через увалистые равнины Берингии из Азии в Америку, и наоборот.

Современное распространение рассматриваемых видов служит в значительной мере ключом к пониманию условий их расселения и к попытке определить область, откуда началось расселение. Виды с общим типом ареалов имеют и некоторые общие черты истории расселения. Мы можем изучать эти черты, разбивая флоры на составляющие их географические элементы. Понятие "элемент флоры" употребляется как

в географическом, так и в генетическом смысле (Wangerin, 1952). В сущности, они неразделимы, если исследуется история какой-то флоры.

На основании изучения современных групп видов, имеющих сходное географическое распространение, мы пришли к выводу, что массовое продвижение растений на новую территорию происходит по самым различным местообитаниям (Кожевников, 1978б). Серии сходных местообитаний в каждом районе образуют своего рода миграционные каналы. Мигрирующие элементы флор заполняют эти каналы и двигаются по ним дальше, пока окружающая среда удовлетворяет их требованиям.

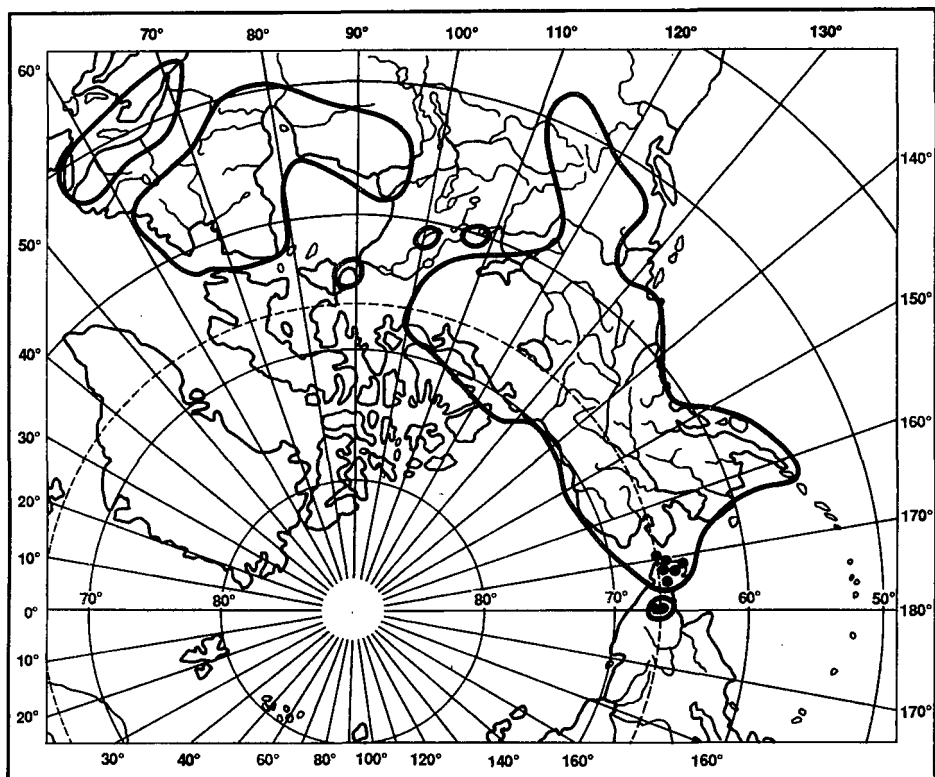
Таким образом, на новые территории продвигаются виды с самой разной экологией, стремясь оптимально использовать экологические свойства ландшафтов. С этой же точки зрения понятно, что одни виды могут проникнуть на новые территории дальше, чем другие, т.е. одни каналы оказываются короче других. Эта закономерность относится не только к растениям, но и имеет общий биогеографический смысл, в значительной мере объясняющий современное мозаичное распределение разных составляющих биоккомплексов в ландшафтах. Так, в отношении млекопитающих Северо-Востока Азии В.Г. Кривошеев отмечает, что "между тундровыми, таежными, горными и другими видами млекопитающих отсутствует территориальная разграниченность, а существует подчас лишь биотопическая изоляция" (Кривошеев, 1973). Далее автор высказывает мнение, что подобная комплексность была характерна и для верхнеплейстоценовых фаун, поэтому в одних слоях и обнаруживаются остатки животных с разной экологией, например тундровых и степных.

Это весьма существенное представление, поскольку, как указывает А.К. Скворцов (1960), "иногда в литературе проявляется сознательная или бессознательная тенденция требовать от всех видов, принадлежащих к одному генетическому элементу флоры, близкого экологического сходства" (с. 73). Преуспевающие генетические элементы (т.е. представленные в изучаемой флоре большим количеством видов) характеризуются как раз самой разной экологией. Однако виды остаточных (реликтовых) элементов могут действительно иметь значительное экологическое сходство. Обусловлено это, по-видимому, тем, что многие виды таких элементов уже выпали из состава местной флоры в ходе климатических перемен и сохранилась лишь незначительная "экологическая фракция" этого элемента. Примером сказанного является американский элемент флоры Чукотки, которому посвящен ряд статей (Кожевников, 1973а, б; 1976а, б, 1977а), поэтому на его особенностях мы не останавливаемся, однако приведем два ареала видов этого элемента (рис. 42, 43).

По данным А.И. Куренцова (1973), чукотско-американский тип распространения имеют и некоторые насекомые. Он полагает, что этот факт свидетельствует о существовании БМС в голоцене. Поскольку имеется надежное представление об отсутствии БМС в голоцене, то миграция насекомых с Аляски на Чукотку (если для этого им требовалась суша), где они не распространились во внутренние районы Северо-Востока, скорее всего происходила в позднем висконсине, так же как и растений.

По имеющимся сведениям зоологов, предок суслика Парри проник из Азии в илинойсе. Там и возник суслик Парри, который в позднем (?) висконсине появился на Северо-Востоке Азии. Напротив, полевка-экономка прошла из Азии на Аляску, где обосновалась в рефугиуме (Воронцов, Ляпунова, 1973, 1976), а позднее проникла значительно восточнее Маккензи и на Северные Кордильеры. Примеры из мира животных являются аналогами распространения и генетических отношений многих растений.

Во флоре любого взятого отдельно пункта или крупной части Чукотки всегда значительно более половины составляющих ее видов распространено и в Америке. По типу ареала и по экологии это преимущественно арктоальпийские виды. Следовательно, нужно сделать вывод, что межконтинентальный обмен в последний период существования БМС происходил в основном в группах арктоальпийских растений. Виды других географических групп, по-видимому, мигрировали одиночно. Аналогич-



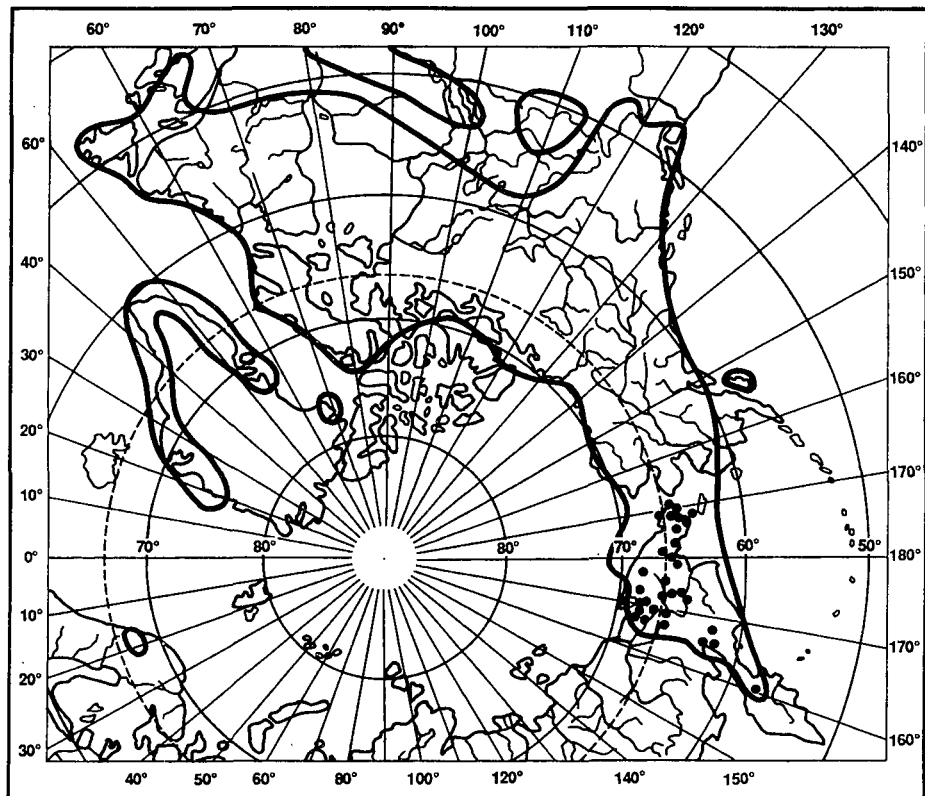
Р и с. 42. Ареал *Anemone parviflora* Michx.

ный результат получен А.А. Кищинским (1972, 1974) при историческом анализе горной ави- и териофауны – обитатели альпийского пояса и каменистых россыпей имеют "тесные азиатско-американские связи, причем наиболее близкие ряды форм обитают в горах Северо-Восточной Азии и Аляски, более удаленные (таксономически. – Ю.К., Н.Ж.-Ч.) – в Скалистых горах и еще более далекие – в горах Средней Азии и Южной Сибири" (Кищинский, 1972. С. 61). Поскольку этот автор рассматривает только обитателей горного ландшафта, его данные не могут быть сопоставлены с данными по равнинным животным.

Среди обитателей горных лесов и кустарников, как отмечает А.А. Кищинский, азиатско-американская связь существует лишь на родовом уровне. Субальпийские комплексы на обоих материках довольно молоды, и состав их (особенно птиц) существенно различен⁵.

Исследуя азиатских мигрантов на Аляску, мы видим те же самые закономерности, которые присущи американским мигрантам в Восточную Сибирь. Ареалы азиатских мигрантов на Аляску также группируются в две категории. В одну входят восточно-сибирские виды, противопоставляемые западноамериканским. Другая группа объединяет виды с обширными ареалами, доходящими до Средней Азии и Урала, а иногда распространенными и в Европе. Она противопоставлена трансконтинентальной американской группе. Почти все азиатские мигранты на Аляску являются аркто-

⁵ Данная точка зрения А.А. Кищинского опровергает мнение Л.А. Портенко (1939), согласно которому субальпийские комплексы птиц – самые древние среди прочих комплексов в Анадырском крае. Обитающие в них boreальные виды птиц, по Л.А. Портенко, не пульсировали вместе с границей леса, а были "покрыты" лесом, когда он наступил на субальпику в период потепления. Однако эта точка зрения неверна, так как для птиц наиболее существенное значение имеет биотопическая среда, а не привязанность к географическому пункту.



Р и с. 43. Ареал *Carex scirpoidea* Michx.

альпийцами. Для них также может быть показано распределение по топологическому профилю Аляски, аналогично американским видам на Чукотке, т.е. для них также характерна дисперсность по различным условиям обитания. Обращает на себя внимание, что оба элемента практически равновелики. Это говорит о том, что существенного перевеса миграций какого-то одного направления не было.

Многие азиатские мигранты на Аляску имеют в Азии фрагментированные, иногда сильно разорванные ареалы, что свидетельствует о более сложной истории развития ландшафтов и биоты в Азии, чем в Северной Америке. Южные высокогорные связи многих видов говорят об интенсивности миграций арктоальпийских видов на приберингийские территории с юга (Толмачев, 1958, 1970). Эти миграции происходили задолго до того, как ряд видов получил возможность продвинуться на Аляску.

ТУНДРОСТЕПИ: МИФ ИЛИ РЕАЛЬНОСТЬ ПРОШЛОГО?

Представление о перигляциальных степях и тундростепях, сформировавшееся в среде фитогеографов, нашло отражение в литературе еще в конце прошлого века, хотя сами эти термины, по-видимому, еще не употреблялись. Данная концепция появилась в связи с попыткой объяснить сосуществование реликтовых видов, ареалы которых располагаются, с одной стороны, значительно севернее, а с другой — значительно южнее. В современных ландшафтах реликтовые виды обитают, как правило, в специфических условиях, например на известняковых или гипсовых причренных обнажениях в виде высоких скал, на песках и пр. Предполагалось, что

заселялись эти места синхронно, а уж коль среди поселенцев были виды, свойственные Арктике, то происходило это в период оледенения. По словам Д.И. Литвинова (1891), степные и тундровые растения осваивали новые для них территории "рука об руку". Согласно Г.И. Танфильеву (1902), "тундровые растения живут часто в непосредственном соседстве с растениями степными, почему можно было бы допустить такое соседство и в ледниковую эпоху на степных равнинах России, тем более что некоторые тундровые растения, например *Castilleja pallida* и *Aster alpinus*, растут в Сибири и сейчас на степях рядом с настоящими степняками".

Хотя названные Г.И. Танфильевым виды нельзя назвать типично тундровыми, мысль его верна, поскольку и типично тундровые виды, такие как *Dryas octopetala*, на юге Сибири обнаруживаются рядом со степными. Наоборот, степные виды, такие как *Helictotrichon krylovii*, встречаются в континентальных районах Чукотки в дриадовых тундрах. По вопросу о зональности в ледниковый период уже давно господствовало убеждение, согласно которому "на своей южной окраине великий лед okayмлялся безжизненной тундрой, а далее за нею расстилась необъятная степь" (Нечаев, 1908). Это представление, позже значительно углубленное и детализированное, сохранилось и поныне. Оно нашло отражение в фундаментальных сводках, таких, как "Палеогеография Европы..." (1982). В настоящее время данная концепция обогатилась палинологическими и палеонтологическими данными, которые, однако, далеко не всегда увязаны между собой. Несмотря на существующие среди исследователей разногласия по корреляции вмещающих слоев и интерпретации условий среды во время их формирования, они сходятся в том, что отступление материкового ледника на север обусловило продвижение и степных представителей флоры. Правда, впоследствии они были вытеснены вместе с арктоальпийцами лесной растительностью на скалистые местообитания, где обнаруживаются и поныне.

Эта, чисто умозрительная, концепция игнорирует то обстоятельство, что при отступании ледников ландшафты сильно обводнялись и для ксерофитов едва ли создавались подходящие условия.

Между тем уже было показано, что перигляциальная тундра сменялась елово-лиственничной тайгой северного типа (Сукачев, Поплавская, 1946), а не степью. А.И. Толмачев (1938) обратил внимание на ошибочность отнесения многими авторами к степнякам видов, встречающихся на Европейском Севере. Б.М. Козо-Полянский (1931) сделал вывод об асинхронности реликтов, обитающих совместно. Заключение названных фитогеографов не свидетельствовало в пользу представления о смешанных тундрово-степных флорах, не говоря уже о соответствующей растительности. Однако многочисленные факты из областей палинологии и особенно палеонтологии трактовались как свидетельства существования тундрово-степных ландшафтов в перигляциальной зоне. По мнению И. Иверсена (Iversen, 1973), в Западной и Средней Европе тундры были степеподобными, что доказывается совместными находками костей арктических и степных животных.

Вопросы изучения перигляциальной зоны как в Европе, так и в Азии и Северной Америке мало различаются. И там и здесь в интерпретации среды преобладает биогенная аргументация, основанная на принципе актуализма. В качестве основных аргументов принимаются: 1) наличие реликтовых видов растений в современных флорах; 2) определенные изменения в спорово-пыльцевых спектрах; 3) находки костей соответствующих животных.

Прежде чем перейти к рассмотрению этих аргументов, необходимо коснуться понятий "степь" и "тундростепь". Самое общее определение степи это – сообщества ксеро- и мезоксерофильных трав. Существует большое разнообразие растительности, именуемой степью (Мордкович, 1982), в том числе арктическая (Vöcher, 1959; и др.). Под тундростепью понимают растительность, состоящую из смеси типично тундровых и степных видов. К последним относят виды, распространенные в нескольких зонах, в том числе и в степной. В современных ландшафтах севера Восточной Сибири

"тундростепь" встречается на небольших участках (не превышающих нескольких десятков метров), но некоторые исследователи полагают, что во время оледенений этот тип растительности господствовал.

Менее двух десятилетий назад было развито представление о том, что северная часть Берингии была покрыта тундростепью (Colinvaux, 1967; Hopkins, 1967, 1972; и др.). Основным доводом явилось высокое содержание пыльцы полыни и злаков в озерных отложениях позднего плейстоцена Западной Аляски, что соответствовало данным по Северо-Восточной Азии. Это представление было увязано с наличием на Чукотке в настоящее время "фрагментов каменистых степей" и "тундростепей". Оно связывалось также с условиями миграций травоядных животных через Берингию, поскольку настоящая степная растительность, как известно, обладает высокой продуктивностью, что якобы обеспечивало кормовую базу животным плейстоценового комплекса.

О степной растительности имеются сведения из различных приледниковых регионов. Во Французских Альпах степная растительность распространилась из рефугиума вслед за отступанием ледника 16 тыс. лет назад (De Beaulieu, Reille, 1983). В Квебеке вслед за отступанием ледника примерно 11 тыс. лет назад на освобождавшихся территориях распространились открытые сообщества с господством полыней (*Artemisia*), осок (*Carex*), злаков, а в наиболее благоприятных условиях формировалась кустарниковая тундра с ивами (*Salix*), ольхой (*Alnus*), березой (*Betula glandulosa*), хотя препятствием для миграций растений являлось крупное озеро Шамплейн (Mott, Farley-Gill, 1981). Последние авторы не называют открытую растительность степной, но по характеру она, видимо, была сходной с таковой во Французских Альпах.

В Польше и на севере европейской части бывшего СССР в вислинское время (от 30–25 до 14–13 тыс. лет назад) субарктический климат стабилизировался на 10 тыс. лет. Он отличался сухостью и развитием тундростепей. Среднегодовые температуры упали до -8°C . Возникли большие, диаметром 20–25 м, полигоны с ледяными клиньями, проникавшими на глубину до 4–5 м. На Украине они достигали 48–49° с.ш. К поздневислинскому времени (от 14–13 до 11–10 тыс. лет назад) относится начало развития современных почв. Ледяные жилы растаяли в западных районах в аллерёде, на востоке позже (Maruszczak et al., 1982).

В Европе обнаружено, что комплекс галофитов среди маревых приурочен к концу оледенений (криоксеротической климатической стадии) (Моносзон, 1985). Но, согласно этому же автору, на территории Европы по количеству представителей маревых межледниковья практически не отличаются от ледниковий, при этом среди маревых ледниковых периодов преобладают пионерные виды.

Еще сравнительно недавно авторитетные ученые писали о тундролесостепи, существовавшей в холодном и сухом климате поздне- и предледниковья в Европе (Марков и др., 1968). Ландшафт тундролесостепи, по представлениям авторов, характеризовался своеобразным сочетанием полярных и ксерофитных трав, кустарничков и кустарников с редкими деревьями. Авторы считали, что в настоящее время подобных ландшафтов нет. Однако участки растительности с таковым набором био- и экоморф существуют и теперь, причем в разных климатических условиях, например на юге Магаданской области, в Анадырском крае, на Колыме и на плато Путорана (северная тайга), в бассейне р. Пясины на Западном Таймыре (лесотундра) и в других районах. Эти участки в целом редки и даже не входят обычно в характеристику покрова. Когда же по СПС интерпретируется подобная растительность, ее принимают за зональную, хотя она может являться не репрезентативной. Кроме того, к ксерофитам относят иногда большинство нынешних арктических и арктоальпийских видов.

В Предалтае 23–14 тыс. лет назад отмечено похолодание и активизация склоновых процессов. Сухой холодный климат соответствовал тундрово-степной растительности (Панычев, 1979). Однако автор указал, по меньшей мере, на четыре потепления в

этот период. В Западной Сибири максимальное продвижение к северу степной растительности относится к позднеледниковью 11–10,3 тыс. лет назад (Хотинский и др., 1979). На Лено-Амгинском междуречье СПС тундростепей выделены в слоях, отлагавшихся 22–13 тыс. лет назад (Камалетдинов, 1982). В центральных районах азиатской Берингии в сартанский период существовали кустарниково-моховые, кустарниково-травяные и каменистые тундры, иногда уступавшие ведущую роль лесотундрам и даже лиственничным лесам, что свидетельствует о флуктуациях климата (Шило и др., 1983). Авторы отметили также видную роль ксерофитных группировок с плаунком сибирским, маревыми, полынями и др., указав, что разнотравно-злаковые ассоциации различались большим разнообразием слагающих их элементов. Для последних фаз оледенения они приводят представителей водной флоры: рогозовые (Turphaceae), частуховые (Alismataceae), рдестовые (Potamogetonaceae). По другим представлениям, СПС с преобладанием пыльцы трав и кустарничковых растений, характерные для верхнеплейстоценовых отложений Северо-Востока Азии, не похожи на тундровые субрецентные спектры. Они отражают растительность холодных степей (Томская, 1978). Для едомной свиты указываются СПС, характерные для тундростепей с кратковременным развитием лиственнично-березовых редколесий (Гриненко, 1980). Местами она составлена песками, в других местах – суглинком и, как считает автор, формировалась в зырянское и сартанское время. Однако слои содержащие СПС с древесной пылью, скорее, должны рассматриваться как каргинские, тем более что низы этой свиты лежат на халлерчинской (маастахской) и содержат, как указывает В.Б. Спектор (1980), торф.

В бассейне Анадыря из отложений р. Таловки и ручья Безымьянного изучен непрерывный разрез, в котором выделены три палинокомплекса: нижний характерен для тундры с преобладанием мхов, кустарничковых берез и ольховника, климат был близок к современному; средний – для перигляциальной растительности с элементами арктической флоры, климат был сухим и холодным; верхний – для северных пределов кустарниковой подзоны тундры с преобладанием ольховника и плаунов (Чирятьев и др., 1980). Таким образом, о тундростепях авторы предпочитают не говорить. По данным Н.Б. Верховской (1986а), тундростепи впервые широко распространились на Чуокотке в зырянское время. При этом они сочетались с участками типичных тундр. Максимальное развитие тундростепей указано для сартанского времени (Гитерман, 1985).

Существование степной растительности в прошлом, устанавливаемое палинологами по преобладанию пыльцы полыни и злаков, оспаривал еще Б.Н. Городков (1939 и др.). Действительно, полыни, произрастающие в значительном обилии на Северо-Востоке Азии, не являются степными видами; *Artemisia tilesii*, например, образует заросли на приозерных склонах и сыплет пыльцу в озеро. Пыльца *A. borealis*, обитающей в большом количестве на речных галечниках, может обнаруживаться в аллювиальных и озерных отложениях. Многие злаки, также вовсе не степные, образуют обширные заросли, особенно на обновляемых субстратах; например, в местах тундровых пожаров густо разрастается *Calamagrostis lapponica*. В сухих моховых тундрах часто массово *Hierochloa alpina*. На приозерных и приречных склонах создает густые заросли *Calamagrostis langsdorffii*.

Другие злаки способны аспектировать в различной растительности. На севере Аляски на песчаных дюнах и теперь господствуют злаки и полыни, что может служить ключом для решения проблемы плейстоценовой тундростепи (Walker, Frison, 1981). Полынь обычна и в сухих лесах. Ее обилие может достигать 60% от количества пыльцы травянистых в сосняках (Крупенина, 1985). Пыльца *Chenopodiaceae* в бассейне Анадыря может принадлежать *Chenopodium album* – гигрофитному растению обновляемых илистых откосов к рекам, как в бассейне Анадыря, где наличие семян *Ch. album* позволило авторам "Новейших отложений..." (1980) говорить о ксерофитизации климата, хотя тут были единично представлены семена гидрофита *Sium cicutifolium* (вероятно, *Cicuta virosa*).

Обилие спор *Selaginella sibirica* в озерных отложениях авторы упомянутой книги принимают как свидетельство существования тундростепей, однако на рыхлых склонах к озерам этот вид может существовать в значительном обилии в сильно разреженной травяной растительности (которую, впрочем, авторы, может быть, и расценивают как тундростепь). Обилие спор *Selaginella sibirica* в этих образцах может указывать также на степоиды, в то время как участки с фоном степной осоки *Carex pediformis* имеют в поверхностных пробах единичные зерна осоковых (Вожило, Кожевников, 1982).

Отсутствие или слабая представленность пыльцы *Ericales* в спектрах не может быть свидетельством тундростепей, поскольку и в настоящее время на севере Чукотки имеются обширные щебнистые тундры без *Ericales*. Кроме того, нет сведений о продуктивности и устойчивости к деструктивным агентам пыльцы *Cassiope*, которая вместе с *Dryas* является доминантом кустарничковых и кустарничково-моховых тундр в тех районах, где низкоарктические *Ericales* выклиниваются и исчезают, например на Таймыре. Пыльца *Dryas* очень редко фигурирует в спектрах, что, по-видимому, говорит о ее плохой сохраняемости. Между тем в экологическом отношении этот род более информативен, чем род *Artemisia*. В перигляциальных ландшафтах дриады, несомненно, играли значительную роль в растительном покрове, что и обусловило их расселение почти по всем горным системам Европы, Сибири и Северной Америки (Кожевников, 1981). Экологические требования дриад исключают степные условия и, когда пишут о произрастании дриады в степи, например на Алтае или в Монголии, то эту "степь" надо понимать как криоксероморфную группировку или сообщество. То же самое касается и периода плейстоцена. В свое время Р. Торсон с соавторами (Thorson et al., 1981) сообщили о находке на Центральной Аляске бедренной кости, по-видимому мамонта, датированной 29450 ± 610 лет. Вместе с костью обнаружены остатки *Dryas*, *Salix* и нескольких видов мхов, что, конечно, не говорит в пользу тундростепи.

В позднеледниковых отложениях Таймыра обнаружены многочисленные кости крупных животных (Антропоген Таймыра, 1982), однако авторы не упоминают о тундростепи, но зато подчеркивают наличие переотложений пыльцы и спор, в результате чего получаются смешанные спектры в отложениях, генетически связанных с ледниковыми образованиями, а также в морских.

Обилие пыльцы злаков, маревых, полыни, а также розоцветных при отсутствии пыльцы древесных, судя по растительности, характеризует районы осушенного морского дна (осушенные шельфы, в том числе берингийский мост, представляли собой осушенное морское дно). Растительность этих районов является луговой, но по строению она более походит на сомкнутую рудеральную, так как закономерность в распределении видов отсутствует. Она обладает высокой продуктивностью и может существовать в высоких широтах очень длительные периоды при регулярном нарушении субстрата морозобойниками. Засушливые условия ускоряют эволюцию растений (Davis, Heuwood, 1963), и тот факт, что в приберингийских районах отсутствуют ксерофильные виды, относительно которых можно было бы думать, что они произошли в тундростепях Берингии, свидетельствует лишь о низких температурах там.

Мы не знаем, были ли в Берингии пожары, так же как и то, действительно ли ее растительность сильно вытаптывали и скармливали крупные животные. Последнее не выяснено даже в отношении африканских саванн (Cumming, 1982), где известна численность крупных травоядных, чего нельзя сказать о Берингии и всей Берингиде. В последнее время высказывается мнение (например, Свупар, 1982) о том, что крупных животных в Берингии было мало. Впечатление об их обилии в плейстоцене сложилось при обнаружении кладбищ типа берелёхского, представляющих собой искусственные скопления разрозненных костей в результате их выноса из бассейна всей реки и отложения в местах речных прижимов (Кожевников, 1983а). Этот процесс, хорошо прослеживаемый в настоящее время, происходил в тече-

ние всего плейстоцена и голоцена и привел к образованию искусственных костеносных горизонтов.

Таким образом, ни один из аргументов в пользу тундростепей в Берингии в плейстоцене нельзя признать состоятельным. В последнее время к концепции тундростепей в Берингии значительно охладели американские палеогеографы. От этой концепции полностью отказался P. Colinvaux (личное сообщение).

БЕРИНГИЙСКИЕ СТЕПИ В ПОЗДНЕМ ПЛЕЙСТОЦЕНЕ

В центральных и южных районах Восточной Сибири широкое развитие получили перигляциальные степи. По-видимому, они отличались от степей более ранних оледенений большим участием лесной растительности. Возможно, что это полностью соответствовало концепции И.М. Крашенинникова (1939; и др.) о "плейстоценовой сосново-лиственнично-березовой лесостепи", в которой была представлена островная лесная растительность. И.М. Крашенинников пришел к выводам о существовании плейстоценовой лесостепи в значительной мере на основе принципа актуализма, анализируя современные особенности растительности и флоры Южного Урала и Зауралья. Плейстоценовая лесостепь, по И.М. Крашенинникову, явилась исходным типом растительности для современной лесостепи.

Б.Н. Городков (1939), признавая, что современная лесостепь произошла от того же комплекса формаций, который обрисован И.М. Крашенинниковым, возражал против отнесения этого комплекса к перигляциальному ландшафту, считая, что для последнего были характерны дриадовые и прочие кустарничковые тундры с островными лесами. Б.Н. Городков вообще был противником концепции арктических степей, полагая, что это определение относится к открытой растительности свежих ледниковых наносов, т.е. к пионерной стадии развития растительности, тогда как степь является сложившимся во флористическом и структурном отношениях ландшафтом. Арктические представители родов *Oxytropis* и *Astragalus* произошли, по мнению Б.Н. Городкова, не от равнинно-степных видов, а от альпийских, существовавших в горной Арктике, вероятно, еще в третичное время. Возможно, он был прав, не рассматривая южные и центральные районы Восточной Сибири в качестве перигляциальной зоны. Это имеет значение для реконструкции физико-географических условий.

Принимая существование перигляциальной зоны до Северного Китая, мы тем самым должны считаться с фактом зональности в пределах этой зоны, поскольку различия между ее южными и северными районами очень существенны. По данным Р.Е. Гитерман и др. (1968), в южных районах Сибири перигляциальная растительность была близка к полупустынной, тогда как на севере она была тундровой. Какая же это зона, если в ее пределах существуют зональные различия растительности?

Исследования Г. Позера (1947), согласно Б.Н. Городкову (1952), не подтверждают наличия степных условий в перигляциальной зоне. Но, по-видимому, представление об этой зоне весьма расплывчато, поэтому ее южная граница принимается разными исследователями по-разному. Очевидно, следовало бы ограничить это понятие зоной влияния ледников. При этом ограничении перигляциальная зона будет весьма узкой. Растительность Южной Сибири, вне влияния местных очагов оледенения, уже не является перигляциальной, так как обусловлена теми же факторами, которые привели к оледенению, а не самим оледенением.

Растения степей и светлых лесов в южных районах Сибири, как полагал Б.Н. Городков (1952), являлись исходным материалом для ряда видов альпийской флоры. Свободный флористический обмен происходил между альпикой и степями, а не между Арктикой и степями. Поэтому Б.Н. Городков и отказывался видеть в арктических астрагалах и остролодочниках преемников растений степных ландшафтов. Такая точка зрения бесспорна в том отношении, что даже близкородственные

виды (что определяется по совокупности морфологических признаков) могут быть очень несходными по требованиям к среде обитания. В принципе, некоторые арктические виды могут иметь генетические связи со степными, но, сформировавшись, такие виды, конечно, не являются степными.

Возможно, Б.Н. Городков не знал о существовании во внутренних районах Чукотки (и даже приморских – Певек, Анадырь) разнообразных группировок континентальных ксерофитов, в том числе и тех, которые могут быть названы каменистыми степями. В настоящее время не вызывает сомнений, что аналогичные группировки были распространены во внутренних районах Берингии. Большинство авторов считают, что внутренняя Берингия представляла собой сплошной тундрово-степной ландшафт, как это показывает Д. Хопкинс (Hopkins, 1972). Однако нельзя не признать, что данная концепция является более умозрительной, чем достаточно обоснованной. Вместе с тем этой концепции нельзя отказать в логике, но в данном случае это следует расценивать, скорее, как недостаток, чем достоинство.

Существование тундростепей в Берингии обосновывается отчасти представлением о холодном и сухом климате в ее центральных районах (Юрцев, 1974; Yurtsev, 1972), необходимым для объяснения межконтинентальных миграций степных растений и животных в свойственной им среде. Но если сам факт миграций установлен однозначно, то этого нельзя сказать о среде, в которой происходили миграции. Представление о среде на БМС зиждется преимущественно на здравом смысле. Имеются довольно убедительные точки зрения о других гидротермических условиях в периоды оледенений, которые касаются и обстановки в Берингии. Так, Т. Карлстром (1965) писал: "Палеоклиматические данные позволяют считать, что наступление ледника на Аляске, по-видимому, совпадает по времени с более холодным и влажным климатом, а отступление – с установлением более теплого и сухого климата" (с. 14). Наличие следов висконсинского оледенения на столь удаленных от южной береговой линии того времени горных поднятиях, как хребет Брукса и о-в Врангеля, свидетельствует о весьма далеком переносе тихоокеанских влагонесущих воздушных потоков. Очень вероятно, что прибрежный ледовый покров арктического бассейна не вскрывался на протяжении всего периода похолодания.

Ледники на хребте Брукса и на о-ве Врангеля могли возникнуть еще до гляцио-изостатического опускания постоянной суши, т.е. в условиях весьма океанического климата, когда шельф не выступил еще на дневную поверхность. В дальнейшем они поддерживались за счет тихоокеанских воздушных масс, поскольку, если бы таковые не поступали, эти ледники должны были бы стоять в континентальной обстановке БМС. По барическим условиям тихоокеанские массы воздуха не попадали только в межгорные, континентальные по условиям среды, впадины, где формируется собственная циркуляция воздушных масс, препятствующая вторжению инородных масс (например, долина Юкона).

Таким образом, в допущении сухости климата на БМС в позднем висконсине нет необходимости. К этому нужно добавить, что тогда температурные условия на мосту суши были более благоприятными, чем по время прежних более обширных плейстоценовых оледенений. Это объясняется ограниченным распространением ледников и, следовательно, меньшим альбедо. Отсюда испаряемость на БМС была выше, чем в период предыдущих оледенений, что повышало влажность воздуха.

Если попытаться провести аналогию между обстановкой поздневисконсинского БМС и современной, то лучше это сделать на примере Ванкаремской низменности, которая, по существу, является осколком БМС. Весьма полезным представляется исследование ископаемых льдов низменности, чтобы знать, когда они сформировались. В настоящее время эта низменность имеет монотонный увалисто-озерно-болотный ландшафт с весьма суровым климатом. Существует заметная климатическая дифференциация ее в направлении с юга на север. Юг низменности, на границе с отрогами хребта Искатень, имеет холодный и влажный климат, поскольку арктические массы воздуха задерживаются горами как раз над этой частью низменности. В

середине низменность характеризуется сравнительно благоприятным климатом, о чем можно судить по более быстрому, чем происходит южнее и севернее, таянию выпадающего в июле снега. Здесь встречаются небольшие по площади и невысокие (не выше 1 м) явняки, а также весьма многочисленные ксерофиты, попадающиеся большей частью в щебнистых тундрах и криоксерофитных луговинах. Здесь же найдены единичные остепненные группировки с доминированием *Сarex supina* ssp. *spatiosa* Gr. Северная приморская полоса Ванкаремской низменности шириной 30–40 км имеет полярный океанический климат с регулярными холодными туманами летом, часто сопровождающимися изморозью.

Показанная дифференциация климата характеризует весьма небольшую и геоморфологически однородную низменность, ландшафт которой аналогичен ландшафту БМС. Эта аналогия, конечно, наводит на мысль, что дифференциация среды на БМС была значительно сложнее и разнообразнее, а также что там располагалось большое количество озер. Повышенной континентальности климата, обуславливающей тундровые пожары (Hopkins, 1972), это не противоречит. Низменный ландшафт средней части Анадырской низменности (так же как и Ванкаремской) богат озерами, но пожары там – обычное явление. Они, безусловно, свидетельствуют о континентальности климата, однако едва ли можно установить, были ли пожары на БМС. Это только версия, точно такая же, как вытаптывание и стравливание растительности крупными млекопитающими, что, по мнению А.В. Шера (1982; Sher, 1986) и Д. Хопкинса (Hopkins, 1972), способствовало формированию травяной растительности на БМС.

На основе исследований и на конкретных примерах рассмотрим первую часть подобных утверждений, касающихся взаимоотношений диких копытных и травянистой растительности, которые, по нашему мнению, могут иметь место на современных пастбищах. Подобные вопросы в литературе еще не рассматривались. Наоборот, взаимоотношения растительности и копытных представляют собой единую коадаптированную, работающую на прямых и обратных связях систему (Железнов, 1990, 1994; Железнов-Чукотский, 1994). И в тех случаях, когда продуктивность растительности резко снижается, допустим только из-за стравливания ее копытными, то с некоторым запаздыванием происходит падение численности населения копытных, и наоборот. В процессе таких многовековых взаимоотношений у диких копытных, особенно стадных (дикие северные олени *Rangifer tarandus*, сайгаки *Saiga tatarica* и обитательница саванн Африки антилопа гну *Connochaetes*, образующая многотысячные стада), выработался определенный характер поведения – широкое распределение этих животных по всему пространству во время пастбы и миграции – последнее как реакция на снижение кормов. Не вдаваясь в подробности, отметим лишь, что этой теме посвящено значительное число исследований и работ в нашей стране (Нечаева, 1954; Насимович, 1966, 1970; Абатуров, 1979, 1980, 1984) и за рубежом (Браун, 1957; Stapledon, 1927; Koblet, 1946; Linehan, 1947; Shrimal, Vyas, 1975; Hanley, Taber, 1980). Если же сравнивать выпас, например, домашних и диких северных оленей на Чукотке, то можно отметить значительные различия в использовании пастбищ, даже ободенных (Железнов, 1990, 1994). Это характерно и для Аляски. Дикие северные олени пасутся на пастбищах достаточно широко и свободно, показатели отчуждения травянистой растительности не превышают 3–5%. У домашних оленей сама технология выпаса их человеком весьма антагонистична как во взаимоотношениях с растительностью, так и с оленеводами-пастухами.

Достаточно убедительно показано стравливание пастбищ домашними оленями из-за несоблюдения технологии выпаса и пастбищеоборота по тундрам (Тишков, 1985), по Якутии (Андреев, 1980; Карнов, 1989, 1991), в Магаданской области (Полежаев, 1986), на Чукотке (Железнов, 1990, 1994; Железнов, Чечуков, 1979; Полежаев, 1978). Поэтому утверждение А.В. Шера и Д. Хопкинса о формировании травянистой растительности в местах стравленных пастбищ справедливо лишь для окультуренных ландшафтов при ведении оленеводства или скотоводства. Классические примеры, когда

дигрессивное состояние растительности поддерживалось долгое время из-за чрезмерного стравливания животными (козами, овцами и т.д.), приводимые еще Ч. Дарвином (1937; Darwin, 1859) и Ф. Энгельсом (1955), а в нашей стране – А.М. Семеновой-Тянь-Шанской (1954), А.В. Авдеевым (1952), связаны только с деятельностью человека-скотовода или оленевода. А.П. Шенников (1938) также писал, что стада домашних животных способствуют наступанию степи на лес, т.е. мезофитные ассоциации сменяются ксерофитными.

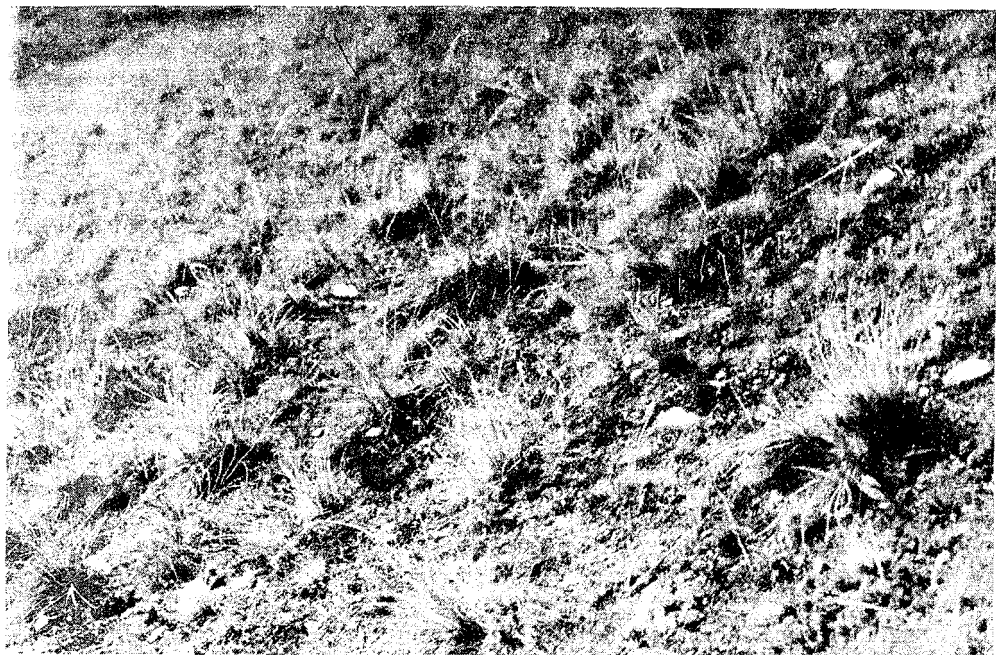
Дикие животные не воздействуют пагубно на растительность, поскольку их способность кормиться подчинена правилу "отовсюду понемножку". Безусловно, это правило имеет глубокий биологический смысл, заключающийся в сохранении и поддержании кормовой базы. Его действие хорошо прослеживается на птицах; как мы уже отметили, на стадах оленей (не только диких, но и прирученных, являющихся, по существу, полудикими, но при соблюдении технологии и режима выпаса). Экспериментально это правило установил на мышах П. Кроукрофт (1970). Д.В. Шульц (1962) вопрошал, знают ли современные владельцы стад коз и овец, пасущихся на выжженных солнцем склонах холмов в некоторых районах Центральной Америки, что всего лишь немногим более полувека назад на этих же самых склонах зеленели пышные луга, на которых паслись бизоны (и тоже стадами). Они паслись здесь с незапамятных времен и тем не менее не уничтожили луговую растительность. Но когда люди истребили бизонов и занялись на той же территории скотоводством, пышная луговая растительность сменилась пустынной удивительно быстро.

В Южной Африке, когда, согласно К. Бруксу (1952), она начала заселяться человеком, также была развита пышная растительность. Затем произошли стравливание растительности, неизбежный при этом смыв почв и потепление климата. В результате, хотя количество осадков и не изменилось, влага стала менее доступной для растений, так как возросли поверхностный сток и количество ливневых дождей. В дикой природе благополучие животного мира любого региона зависит от растительности, и животные не способны кардинально ее изменить, хотя иногда могут оказывать на нее существенное влияние. Последнее особенно хорошо прослеживается в Арктике, где следы воздействия на растительность сохраняются длительное время.

Безусловно, животные и раньше влияли на тундровую растительность, и еще больше, чем теперь, так как животный мир был богаче. Но тундра изменялась в основном в связи с изменениями климата. Можно полагать, что такие же отношения между растительностью и животными существовали и в сартанское время. Поэтому никаких оснований думать, что "степи" и "тундростепи" были обязаны своим происхождением животным, нет.

С.В. Томирдиаро (1973) рисует следующую картину: "В позднем плейстоцене на арктических лёссово-ледовых равнинах господствовал особый, ныне нигде не существующий, ландшафт криоксеротических степей и тундростепей. Эти высокотравные, в основном злаковые, степи покрывали шельфовую лёссово-ледовую равнину, в том числе уцелевшие ее останцы на островах Новосибирского архипелага, где ныне развита зона арктических пустынь" (с. 72).

Для того чтобы представить, насколько реальна эта картина, обратимся и современным ландшафтам Чукотки, учитывая, разумеется, что аналогия с сартанским временем не могла бы быть полной. Если даже допустить, что обстановка в северной Берингии и в наши дни действительно не имеет аналогов, то предположение о высокотравных степях на осушенных пространствах не основано ни на каких ботанических данных. Мы знаем точно, какие виды-термоксерофиты обитали в северной Берингии. Все они не относятся к высокотравью. По-видимому, нет нужды допускать, что подобные виды исчезали из окрестностей БМС. В континентальных районах Чукотки и Аляски они неизбежно сохранились бы, как и многие низкорослые представители остепненной растительности. Большая часть современных степных группировок Чукотки, по существу, и не является степными (Кожевников, 1973в, 1977а, 1979а, 1982а,б, 1983б). Для подобных группировок В.Б. Сочавой и В.В. Ли-



Р и с. 44. Облик степоида. Подобная растительность существовала в Берингии

патовой (1960) было предложено название "степойды"⁶. Этот термин кажется весьма удачным, так как отражает их сущность. Настоящие степные группировки обладают ценобиозом, т.е. в них растения связаны тесными узами. В этих группировках существует жесткая конкуренция, тогда как в степоидах может произрастать любой вид, если его требования к абиотической среде здесь удовлетворяются. Наконец, настоящая степная растительность значительно изменяет абиотическую среду; это изменение может быть не меньшим, чем в лесных сообществах. Степойды практически не изменяют режим абиотической среды, а находятся у него в полном подчинении. Едва ли может возникнуть сомнение, что в Берингии существовали преимущественно именно степойды, а не настоящие степи (рис. 44, 45). Очевидно, разграничение этих понятий важно не только для ботаников и ландшафтоведов, но и для палеогеографов, так как чрезмерно расширенное понятие "степь" приводит последних к иллюзорным картинам прошлого.

Так, А.В. Шер (1971) использует представления Б.А. Юрцева (1968) о степных и тундрово-степных обществах на БМС для суждений о кормовой базе крупных млекопитающих. Для палеонтолога мнение Б.А. Юрцева, конечно, является "ботанической основой" палеогеографической ситуации, и он интерпретирует ее под собственным (зоологическим) углом зрения. Конечно, палеонтолог не представляет, что аналоги современных "степных" сообществ, которые, по мнению Б.А. Юрцева, играли большую роль в ландшафтах БМС, чем в современных ландшафтах континентальной Чукотки, имеют ничтожную продуктивность фитомассы, а если учесть еще и спорадичность таких сообществ, то их значение как кормовых угодий крайне невелико.

Настоящие горно-степные группировки Берингии, возможно, и были представлены шире, чем на современной Чукотке в резко континентальных районах. Самое высокое среди них растение (*Calamagrostis purpurascens*) достигает 40–50 см, но

⁶ Среди "типов" травяной растительности А.П. Шенников (1938) наряду с травяными степями называл травяные пустоши. Ксерофитный вариант травяных пустошей и представляют чукотские "степи", растительность которых обычно теряется из виду на расстоянии нескольких метров.



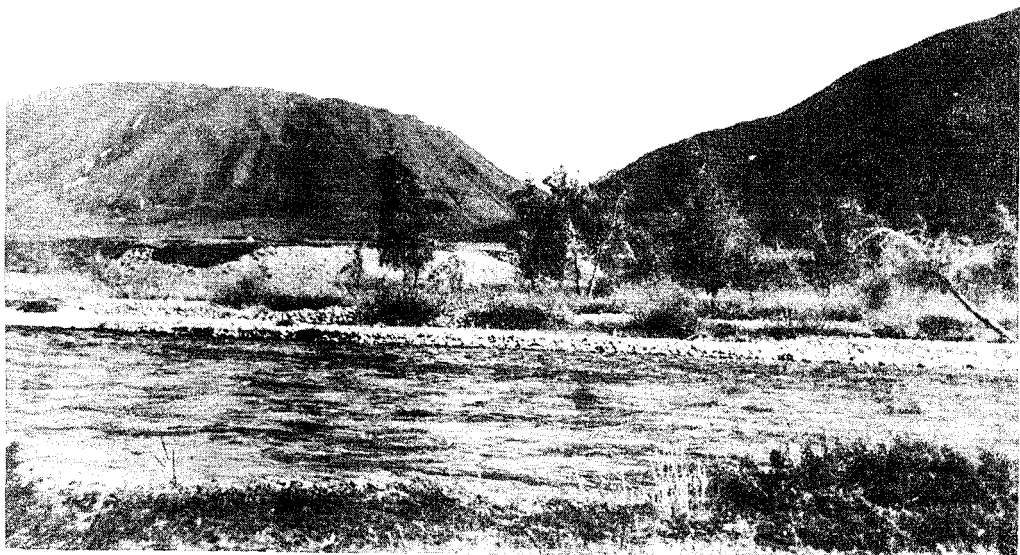
Р и с. 45. Фрагмент степоида с сон-травой (*Pulsatilla nuttalliana* ssp. *multifida*) близ Телекайской рощи

оно не создает аспект высокотравья. Группировки, которые на современной Чукотке могут быть названы настоящими горно-степными⁷, представляют значительную редкость. Степoids же весьма обычны в резко континентальных районах и встречаются даже в переходной полосе между континентальной и океанической Чукоткой (меридиональная часть долины Амгуэмы).

Согласно Б.А. Юрцеву (1962), из 65 якутско-степных представителей 38 приходится на мезоксерофильные формы, участвующие во флоре луговых степей Сибири и имеющие прямое отношение к "плейстоценовому флористическому комплексу" И.М. Крашенинникова (1939). Если сравнить описание названного комплекса И.М. Крашенинниковым с описанием современных степоидов в нижнеамурской тайге В.Б. Сочавой и В.В. Липатовой (1960), нельзя не видеть большое сходство. И в том и в другом случае растительный покров образован разреженными сухими лесками из листопадных пород, чередующимися с открытыми участками, занятыми ксерофитной травяной растительностью, причем практически той же самой, что и в просветленных лесах. Различие между лесостепоидным и "плейстоценовым флористическим" комплексами заключается в том, что в нижнеамурской тайге лески образуют в основном дубы, а в комплексе И.М. Крашенинникова – лиственницы и березы. Флористическое сходство этих комплексов, по-видимому, очень невелико, но их формационная структура, т.е. набор и соотношение однотипных группировок и жизненных форм, практически одна и та же.

Аналоги плейстоценового комплекса И.М. Крашенинникова (1960) до сих пор встречаются и на Чукотке, правда, как большая редкость. В 1972 г. нами был обследован южный склон невысокой горы близ Телекайской рощи, краевого форпоста леса на Северо-Востоке Азии (рис. 46), растительность которого представляет хорошо сохранившийся и даже процветающий вариант этого комплекса. Небольшой березняк из деревьев до 4 м высоты соседствовал здесь с типичным степоидом. По всему склону далее чередовались куртины кустарниковых берез (до 2 м высоты), куртины можжевельника сибирского и различные степoids и луговины. В условиях резко континентального климата межгорной котловины с телекайской рощей этот южный

⁷ Такими группировками – сообществами являются участки с весьма сомкнутой растительностью, образованной в основном травянистыми термоксерофитами (*Carex obtusata*, *C. supina* ssp. *spaniocarpa*, *Festuca lenensis* и др.).

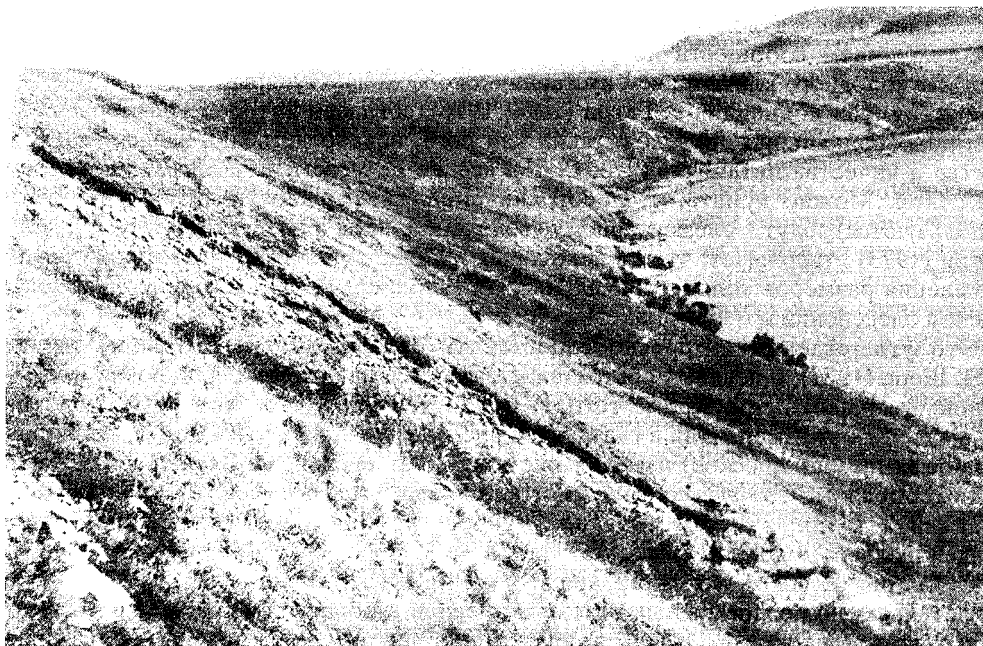


Р и с. 46. Краевой форпост лесного типа растительности на Северо-Востоке Азии, Телекайская роща. Здесь по склонам гор произрастают степоиды

склон был наиболее континентальным, так как здесь наблюдался самый значительный прогрев субстрата. Растительный покров склона, хотя и соответствовал представлению И.М. Крашенинникова (1939) о плейстоценовом флористическом комплексе (можно сказать, в его крайнем выражении), не являлся плейстоценовым. Растительность всей межгорной впадины этого района сформировалась в голоцене (Кожевников, 1974).

Термический максимум Северо-Восточной Азии соответствует ксеротермическому периоду Европы. Однако ксерические ландшафты проявились в Азии в большей степени, чем в Европе, вызвав миграционную волну ксерофитов на север. А.И. Толмачев (1927) связывал широкое расселение элементов степного ландшафта именно с ксеротермическим периодом голоцена. Понятие о тундрово-степной растительности обосновано ботаниками, а не палеонтологами, как неверно указал Б.А. Юрцев (1979б), причем для Европы, а не для Азии. Об этой растительности писал еще в 1891 г. Д.И. Литвинов, а позднее – Р.Р. Поле (1912), Ал. и Ан. Федоровы (1926), А.И. Толмачев (1938) и др. Все они считали, что остатки степной растительности на Европейском Севере являются пережитком "тундрово-степной фазы" (Федоровы, 1926).

Согласно описаниям Т. Бехера (Böcher, 1949; и др.), степоиды распространены и в континентальных районах Западной Гренландии. Сам Т. Бехер называет эту растительность степной. По-видимому, для существования степоидов требуется длительный прогрев местообитания, т.е. накопление весьма значительной суммы эффективных температур. Температуры поверхности грунта в 30–40° (и даже выше) случаются на Чукотке в различных местообитаниях с растительностью, очень далекой от степной. Но, с другой стороны, степоиды встречаются там и на неюжных склонах (рис. 47). Кажется существенным то, что они отмечены в тех районах Чукотки, где влияние местного физико-географического процесса (в понимании А.А. Григорьева (1966)) более действенно, чем дальней адвекции. Другими словами, район должен быть хорошо укрытым, что и обеспечивает устойчивый местный физико-географический процесс. Поскольку БМС представлял собой увалистую равнину, то на нем едва ли складывались условия для устойчивых физико-географических местных



Р и с. 47. Степoidы на восточном склоне высокой надпойменной террасы.
Среднее течение р. Чантальвергын

процессов. Скорее, превалировали процессы общей циркуляции воздушных масс, что приводит к заметной нивелировке среды на разных элементах рельефа.

То обстоятельство, что и среди растений и среди животных преобладали аркто-альпийские мигранты, свидетельствует о силе зимних ветров на БМС. Мы не знаем, сколько там выпадало зимой осадков (может быть, значительно больше, чем предположил А.В. Шер, анализируя условия миграции сайги, а также С.Я. Сергин и М.С. Шеглова (1973, 1976) на основе расчетных данных), но снеговой покров был, по-видимому, ничтожен, хотя на этот счет имеется мнение (Кундышев, Верховская, 1986), что высота снежного покрова в каждый период существования БМС была различной. Наибольших значений она достигала в период Q_{III}^1 и Q_{II}^1 – 450 и 850 см соответственно, что маловероятно. Снег уносился сильными ветрами, и верхние части увалов оголялись. Поэтому здесь не развивался моховой покров и растительность была разреженной, точно так же как и на современных возвышениях на Ванкаремской низменности или (что еще более аналогично) на островах Канадского Арктического архипелага или Земли Пири.

Б.А. Юрцев (Yurtsev, 1972) пишет, что в эпоху последнего оледенения степные и тундрово-степные сообщества на севере Восточной Сибири занимали, по-видимому, интразональные позиции, а "общий характер ландшафта оставался тундровым" (с. 51). Такое представление несовместимо с представлением о тундростепи Берингии как о зоне последней в понимании П. Колинво (Colinvaux, 1967), Д. Хопкинса (Hopkins, 1972), А.В. Шера (1971) и др. Если же на "постоянной суше" степные группировки занимали интразональные позиции, то для них на БМС в таком случае вообще не оставалось места, хотя сам Б.А. Юрцев в другой работе (1974) пишет, что "характерной чертой ландшафта (внутренней зоны БМС. – Ю.К., Н.Ж.-Ч.) было значительное распространение степных и тундрово-степных сообществ на склонах и в долинах и сухих кобрезиевых луго-тундр на сухих водоразделах" (с. 111). Очевидно, на этого автора оказала сильное влияние концепция Р. Гатри (1973, 1976), согласно которой в холодные сухие эпохи средние размеры травоядных животных возрастали.

Последнее требует допущения высокой продуктивности естественных пастбищ с преобладанием сообществ низких трав, которые полнее используют тепловые ресурсы холодного климата, чем кустарничково-моховые тундры.

Остроумная концепция Р. Гатри (1973, 1976), согласно которой «размеры тела и размеры "социальных" органов, таких как рога, непосредственно зависят от количества и качества питания» (1973. С. 51), все же не может не вызывать некоторых сомнений. Можно думать, что неограниченные возможности питания (если они используются) ведут к элементарному увеличению веса, а не к гигантизму. Однако Р. Гатри (1973) утверждает, что «в некоторых линиях видны отчетливые циклические изменения размеров тела и "социальных" органов, согласующиеся с периодической сменой оледенений и межледниковий» (с. 54).

Это утверждение интересно сопоставить с мнением другого палеонтолога, А.В. Шера (1971), о неясных обстоятельствах переживания межледниковий плейстоценовыми животными. Кроме того, А.В. Шер считает, что некоторые животные (лошадь, бизон) измельчали в сартанское время, т.е. он, вероятно, допускает направленное (а не циклическое) измельчение к концу плейстоцена. Концепция Р. Гатри, таким образом, требует осторожного подхода, и использовать ее в качестве аргумента в пользу существования тундростепей в Берингии можно лишь с тенденциозным подбором фактов.

С флористической точки зрения о наличии тундростепей на БМС как будто свидетельствуют современные разрывы ареалов в области океанического климата (Чукотский полуостров, Западная Аляска) не более чем у 15 видов (цифры, приведенные Б.А. Юрцевым, завышены более чем в 2 раза). Эти же виды прошли на о-ве Врангеля. На Чукотке они обычно являются компонентами остепненных группировок растительности, но не приурочены обязательно к ним. Последнее может говорить о том, что остепненные группировки располагаются на наиболее прогреваемых местах (хотя по визуальным признакам местоположения это не всегда можно утверждать), которые служат своего рода рассадником термоксерофитов для менее благоприятных местообитаний. Однако в Ванкаремской низменности остепненные группировки – большая редкость, а некоторые термоксерофиты весьма обычны, причем встречаются они в различных условиях, в частности в мезоморфных луговинах, в пойменных редкотравных луговинах на песках и т.д.

Первое, что следует отметить в отношении видов с восточноазиатско-американским ареалом с дизъюнкцией в океанических приберингийских районах, – это малое число таких видов. Второе: современные остепненные группировки Чукотки, кроме названных растений, слагают и виды с восточносибирским континентальным ареалом, т.е. не проникшие на Аляску. По количеству видов эта группа превосходит группу с американской частью ареала. Почему этих видов нет на Аляске? Можно предположить два варианта: либо эти виды не успели пересечь БМС до его погружения, находясь на пути к Аляске, либо они появились на Чукотке позднее, во время климатического оптимума в голоцене. Заселив континентальные районы, эти виды не продвинулись на Чукотский полуостров, т.е. в область океанического климата. Оба предположения кажутся вероятными, поскольку из перечисленных выше континентальных видов некоторые найдены на полуострове в реликтовом состоянии. Подобные находки позволяют думать, что часть восточносибирских континентальных видов могли проникать на БМС, может быть, доходили до Аляски, но впоследствии не удержались в составе ее флоры.

На Аляску не проникли также азиатские степные жужелицы и долгоносики (Берман и др., 1979). В настоящее время на Чукотке, в том числе восточной, встречаются кобылки (*Podisma pedestris*) и мелкие цикады, по всей вероятности, являющиеся потомками степных форм. В резко континентальных районах Чукотки эти насекомые обитают среди остепненной растительности или просто на сухих склонах. Однако они слабо связаны с остепненной растительностью и в районах, где ее нет, селятся на сухих луговинах и в кустарничковых тундрах. Кобылки встреча-

ются иногда на каменистых склонах с бедной растительностью. Можно сказать, что эти насекомые являются показателями сравнительно благоприятного климата на Чукотке, так как отсутствуют в районах с суровым климатом, характерным для океанических районов. Однако современная приуроченность цикад и кобылок отнюдь не к степным условиям вызывает сомнение в том, что в прошлом для их миграций были необходимы степные условия. Поэтому нам кажется справедливым мнение Э.Г. Матиса и Л.А. Глушковой (1973) именно в отношении прямокрылых, что областью формообразования была центральная часть Восточной Сибири (территория древней Ангарида), откуда некоторые прямокрылые, претерпев адаптивную эволюцию, мигрировали в арктические и субарктические широты и могли пройти через БМС. Эта адаптация, вероятно, привела к тому, что называть этих насекомых степными и считать, что они являются "реликтами берингийских степей" (Юрцев, 1968; и др.), нет никаких оснований. Это же касается и длиннохвостового суслика.

В составе степоидов на Аляске обитают те азиатские виды растений, которые не ограничиваются простиранием в степоидах. Большая же часть видов этих степоидов не проникли в Азию, как это следует из работы Д. Мёррея (Muir, 1981).

Анализ флоры окрестной г. Анадыря (Кожевников, 1978а) свидетельствует о том, что термоксерофиты этой флоры, ставшие в настоящее время реликтами, появились здесь не ранее висконсинского времени. Береговая линия в то время проходила значительно южнее, и климат в низовьях р. Анадыря был континентальнее современного, хотя, вероятно, ненамного.

Об условиях последнего периода существования БМС мы можем судить с большей достоверностью, опираясь на особенности распространения и поведения растений, хотя и в данном случае наше понимание является более или менее вероятным. Не исключено, что одни и те же особенности распространения растений могут иметь несколько вполне логичных вариантов объяснений. Наиболее вероятная концепция должна опираться на комплекс данных разных наук, однозначно свидетельствующих о характере изменений среды.

Ограниченное распространение висконсинских ледников на Чукотке предполагает существование богатой аборигенной флоры, сформировавшейся в период трансгрессии и являющейся ядром ее современной флоры. Наличие циркумполярного северного шельфа в эпохи оледенений – огромных незаселенных поначалу пространств – обеспечило возможность быстрых миграций резистентных видов, что привело к сравнительной гомогенности арктических флор разных секторов и образованию циркумполярного флористического комплекса. Среди широтных групп этого комплекса на Чукотке на первом месте по количеству видов всегда стоят арктоальпийцы. Это можно объяснить результатом их свободных миграций вдоль горных систем Восточной Сибири на Крайний Северо-Восток, а также переживанием, в основном циркумполярными арктоальпийцами, бореальной трансгрессии на Чукотском полуострове. Арктоальпийцы пережили после этой трансгрессии два оледенения, голоценовый оптимум и имеют в современной флоре наиболее сильные позиции. О том, что это так, свидетельствует пониженная роль циркумполярных и арктоальпийских видов в континентальных флорах Чукотки (оз. Экитыки, долина Чантальвеергына и Телекайская роща), куда, казалось бы, должны были устремляться арктоальпийцы из Восточной Сибири. Сказанное подтверждается также значительно большей флористической гомогенностью щебнистых горных тундр, особенно нежухлых склонов сопок, в разных по континентальности пунктах Чукотки, чем, скажем, пойменных стадий или шлейфов горных склонов.

Одна из последних реконструкций ландшафтной обстановки на БМС в позднем висконсине Д. Хопкинса (Hopkins, 1972) (см. рис. 36) в свете вышесказанного вновь дает гипертрофированное представление о ландшафтной роли тундростепей. Возможно, в этом сказывается слишком широкое понимание этого термина. Так, Р. Гатри (1973) объединяет в это понятие "перигляциальные степи, лёссовые степи и все виды неальпийской тундры с преобладанием ксерофитных травянистых растений"

(с. 112). В.С. Лафлин (1973, 1976) пишет, что на о-ве Умнак (Алеутские острова) есть "степи, поросшие вереском". Можно подумать, что в понятие "тундростепь" включается все, что не является в тундровой зоне болотом. В таком смысле понятие "тундростепь" не встречает возражений.

Мы предполагаем, что пресловутые "тундростепи" Берингиды представлены травянистыми группировками типа пионерных. Аналогичные группировки можно встретить на залежах, на терриконах. На больших площадях, занятых выбросами земснарядов, развиваются злаковые и полынные (*Artemisia vulgaris*) группировки, которые дают "тундрово-степные спектры" и большую сезонную фитомассу. Подобная растительность отвечает всем требованиям к растительности Берингиды, как ее понимают сторонники «тундростепей»⁸.

Мезоморфные тундры, показанные Д. Хопкинсом (см. рис. 36), по-видимому, также не образовывали сплошной пояс, а были приурочены к наиболее благоприятным местоположениям. Здесь, вероятно, сохранились огромные, почти равнинные, снежники-перелетки, как в Конергинской низменности (на востоке залива Креста). Там кустарниковая растительность очень подавлена. Зато широко распространены болота, кочкарники и различные варианты кустарничковых тундр.

ИНТЕРПРЕТАЦИЯ СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЕЙ В ПРИМОРСКОЙ НИЗМЕННОСТИ

Нередко одни и те же отложения разными исследователями рассматриваются с прямо противоположных позиций. Особенно это касается мелкозернистых отложений едомной свиты на приморских низменностях Северо-Восточной Азии. Большинство исследователей трактуют едомную толщу как озерно-аллювиальную, другие считают, что льдистые алевроиты могут быть представлены аласными, делювиально-солифлюкционными, озерными, лагунными, озерно-болотными или эоловыми осадками. По данным А.А. Архангелова и др. (1979), озерно-аллювиальный генезис толщи подтверждается не только большим сходством отложений едомы с современным аллювием (тем и другим отложениям присущи общие черты криолитологического облика), но и находками костных остатков черепа налима, окатанных костей млекопитающих, разным литологическим составом отложений среднего горизонта (от песков до алевроитов), свидетельствующим о динамичной среде осадконакопления и о, безусловно, водном происхождении отдельных пачек этого горизонта (косая слоистость хорошо промытых песков, следы протаивания под ними, линзы и прослой намывного детрита).

Согласно другой точке зрения, едомные отложения, образовавшиеся в условиях крайне сурового климата, принадлежат к разным фациям аллювия, пролювия и склоновых процессов (Гравис, Суходровский, 1981). Аллювиальный генезис, по данным Ю.В. Кузнецова (1979, 1982а,б) имеют едомные отложения Антохинского Яра на Большом Анюе и в обнажении Чукочьем на побережье Восточно-Сибирского моря.

⁸ В переписке с проф. П. Колинво эта точка зрения была ему изложена. В ответном письме от 20 ноября 1979 г. П. Колинво отметил: «Я думаю, что Ваше мнение относительно тундростепей разумно. В своих работах я использовал этот термин с осторожностью. Результаты пылевых анализов свидетельствуют о существовании (в Берингии. — Ю.К., Н.Ж.-Ч.) высокоширотной тундры (extreme tundra) с пятнами оголенного субстрата и отсутствием кустарников, за исключением целиком пространств видов ивы. В этой тундре определенно существовали популяции полыни. Я ввел понятие "тундростепь" в американскую литературу, потому что описываемая тундра имела явные признаки сухости, влияния ветров и отсутствия деревьев. Русские и немецкие исследователи писали о подобных безлесных территориях с сильными ветрами в ледниковое время в Азии и подчеркивали присутствие пыльцы *Artemisia*. Они использовали термин "тундростепь" для обозначения растительности низменностей в Северной Азии, и мне казалось, что растительность Берингии может быть продолжением растительности этого типа. Теперь я начинаю думать, что мое употребление термина "тундростепь" было ошибочным. Растительность была тундровой». (Печатается с любезного согласия П. Колинво.)

Последовательность отложений на р. Большой Чукочей в значительной степени повторяется на р. Алазее (Лахтина и др., 1983).

К зырянским на восточном побережье моря Лаптевых отнесены озерноаллювиальные отложения с мощными сингенетическими полигональными льдами, которые залегают на среднечетвертичных отложениях (Плахт, 1979). Однако на этих же отложениях (Ванькина губа) залегают морские алевроиты (4–5 м), в СПС которых до 30% древесно-кустарниковых, в том числе хвойных, пород, которые поэтому отнесены к каргинскому времени.

В аллювиальных отложениях Шамановского Яра, на Индигирке в СПС господствует пыльца *Selaginella sibirica* (до 80–90%), но есть также пыльца сложноцветных (особенно полыней), гвоздичных, камнеломковых и единично кустарниковых берез и ольховника (Каплина и др., 1980). Авторы сопоставляют эти СПС с субрецентными спектрами внутренних районов о-ва Врангеля, полагая, что они говорят о криоаридных условиях накопления толщ. Диаграмма составлена ими по разрезу 1–20 м над рекой и отмечено, что спектры мало меняются по составу, но на высоте 8–9 м над рекой ими получены по корешкам трав датировки $32,9 \pm 0,8$ и $29,3 \pm 1,3$ тыс. лет, т.е. каргинского периода. Таким образом, получается, что каргинские СПС не отличаются от сартанских, что противоречит многочисленным другим данным, в том числе тех же авторов.

На Сышном Яру, на той же реке, СПС в слоях возрастом $30 \pm 1 - 34 \pm 1,6$ тыс. лет характерны для березово-лиственничной тайги с единичными соснами и кедровым стлаником. Они говорят также о зарослях ольховника, ив и ерника (Карташова, Ложкин, 1978). Вышележащие пески, как отмечают авторы, почти не содержат пыльцы, но в редких образцах преобладают споры *Selaginella sibirica* (61–81%), из чего сделан вывод об условиях арктической тундры во время накопления этих песков. Поскольку в них найдены также остатки леммингов очень поздней эволюционной формы, то авторы принимают сартанский возраст песков.

В нижнем течении Малого Анюя едомная свита формировалась в зырянский – начало каргинского периода (Жежель, Заморуев, 1982). Авторы считают, что едомная свита имеет не аллювиальное и эоловое происхождение, а озерное (во временных термокарстовых озерах). Это означает формирование едомы в условиях теплого климата, при котором образуются термокарстовые озера. То же самое распространяется и на аласы, которые возникают в результате вытаявания полигонально-жильных льдов, проходя в этом процессе несколько стадий (Великоцкий, 1979). На Малом Анюе в разрезе Станчиковского Яра установлены аласные отложения зырянского, каргинского, сартанского и голоценового периодов (Каплина и др., 1980). В зырянских отложениях авторы отметили резкое преобладание пыльцы злаков, маревых, полыни. Согласно еще одному источнику, в долине Малого Анюя, 25-метровый разрез вмещает слои, начиная от раннекаргинского потепления (Каплина, Гитерман, 1982). По мнению авторов, литоциклы формировались в результате накопления льдистых осадков и последующего протаивания их при потеплении климата.

Другие авторы (Шило и др., 1979) отвергают представление об озерно-аллювиальном и аллювиальном генезисе едомного комплекса. Они показывают сходство едомного комплекса и перигляциальных лёссов Европы по следующим признакам: лёссовый гранулометрический состав; покровное залегание; отсутствие гранулометрической слоистости и русловых фаций; одновозрастность с европейским лёссом и одновременное с ним прекращение накопления на границе плейстоцена и голоцена; отсутствие остатков древесной растительности и озерно-речной фауны при изобилии фауны и флоры, типичных для эоловых лёссовых перигляциальных областей. Устанавливается единство палеоландшафтов и перигляциальных геокриологических процессов в позднем плейстоцене Западной и Восточной Евразии. Едомный комплекс Аляски авторы также считают эоловыми. Позднее они выдвинули представление о том, что в ледниковые эпохи формировался не существующий ныне Арктический криоаридный пояс Земли со своеобразными перигляциальными ланд-

шафтами и криогенно-эоловыми едомными толщами ледово-лессового типа (Шилов, Томирдиаро, 1981). Было сделано предположение о том, что остатки шельфовой лессово-ледовой равнины тянутся от Омуляхской губы до Таймыра, тогда как в зарубежной Арктике они неизвестны (Томирдиаро, 1982а,б). Авторы полагают далее, что лессово-ледовая толща существовала не только на шельфе, но и на глубоко промерзавшем океане и это-то и была Арктида, по которой происходил обмен биотой между Азией и Северной Америкой.

По предположению С.В. Томирдиаро (1982а,б), лессовые отложения едом отличаются от лессовых отложений шельфов и, если первые формировались при деструкции горных пород Северо-Востока, то вторые представляют собой дальний занос в высоких слоях атмосферы. Он считает, что шельфовая едома резко сменяется опесчаненной ледово-лессовой породой к югу от 72° с.ш. Едома шельфового типа содержит 85–93% льда и имеет ширину ледяных жил 8–9 м при диаметре междужильных мерзлотно-лессовых блоков 2–3 м. Грунтовой покров на льду достигает 0,5–0,6 м. По его же данным, материковая едома сложена пылеватыми супесями с тонкими сингенетическими ледяными жилами шириной 2–3 м. Эта толща ледово-лессового типа подстилается погребенной почвой или погребенными торфяниками каргинского возраста. В нижней половине (под торфяниками) ледяные жилы до 5–6 м шириной. Верхняя пачка материковой едомы формировалась в сартанское, нижняя – в зырянское время. На приморских низменностях и в предгорьях в зырянское и сартанское время господствовали арктические степи. Отмечена засоленность лессовых отложений едомного комплекса, превышающая в среднем в 4–5 раз минерализацию современной почвы на самих едомах, а также всех голоценовых отложений в пределах окружающих озерных и аласных котловин и речных пойм (Томирдиаро, 1978). Автор расценивает этот факт в пользу эолово-криогенного генезиса отложений, что вызывает сомнение, так как засоление грунтов происходит обычно в районах с жарким летом. По-видимому, засоленность отложений можно рассматривать как результат наступания моря, тем более, что имеются и другие свидетельства в пользу такого предположения. Получены данные о морской микрофауне в континентальных отложениях разного генезиса в бассейнах Колымы и Индигирки, что позволяет предположить ингрессию моря в долины этих рек в позднем кайнозое (Колосова, 1979).

Дальнейшее подтверждение трансгрессии моря в Приморскую низменность нанесет сильный удар представлению о перманентном существовании Берингида в плейстоцене и ее роли как арены, на которой происходила эволюция плейстоценовых животных. Уже сейчас имеются данные, что в некоторые отрезки среднего (?), а скорее, начала позднего плейстоцена шельф затоплялся и, следовательно, Берингида переставала существовать. Так, полагают, что среднечетвертичные отложения аккумулятивного уровня на абсолютной высоте 40–80 м в низовьях Колымы и на восточном побережье моря Лаптевых образованы прибрежно-морскими и морскими супесями, внизу с линзами галечников, и содержат СПС типичной тундры с участками кустарниковой тундры, но местами (например, в Ойгосском яру) в них имеются СПС со значительным содержанием пыльцы хвойных (Плахт, 1979).

Естественно, что прибрежно-морские и морские супеси не могли образоваться вдали от моря, и тут возможны два варианта интерпретации: либо уровень моря поднимался на несколько десятков метров, либо низовья Колымы были опущены.

Маастахская свита Колымской низменности отнесена к среднему плейстоцену по находкам костей лося и мамонта (Гриненко, 1980). Поскольку она сформировалась в обширных водоемах и опресненных лагунах, а в ее СПС 10–37% древесно-кустарниковой пыльцы (кедровый стланик, ольховник, лиственница, сосна, ель, береза и березки карликовая и Миддендорфа), то нет никаких сомнений, что эта свита образовалась в межледниковое время, тем более, что она образована мелкозернистыми, хорошо сортированными песками (10 м), как предполагает В.Б. Спектор (1980), субаквального происхождения.

Свита айонских песков относится ко второй половине среднего плейстоцена. Ее отложения представляют собой аллювиальные образования, накапливавшиеся в холодных климатических условиях господства растительности травянисто-моховой тундры (Свиточ и др., 1979). Выше этой свиты авторы показывают утатгырскую свиту, отложения которой представлены супесями и илами песчанистыми; для отложений характерны горизонтальная текстура, несколько генераций жильных льдов, многочисленные кости животных позднелепестового комплекса (мамонт, северный олень, сайга, бык и т.д.), споры и пыльца разнообразной холодолюбивой растительности, пресноводные и морские диатомеи, ископаемые жуки. Накопление отложений осуществлялось в речных долинах и озерах во время высокого стояния древнего моря.

В отношении возрастных привязок формирования тонкозернистой льдистой толщи существует сходство взглядов, но в отношении расчленения этой толщи имеются разногласия. По данным Т.Н. Каплиной и А.В. Ложкина (1979, 1982), формирование ледового комплекса приморских низменностей Якутии началось ранее 50 тыс. лет назад, а закончилось около 11,5 тыс. лет назад. Авторы называют едомой толщей только верхний комплекс всей ледовой толщи, имеющей мощность до 60 м. В пределах этой толщи выделяются два типа СПС. Один из них близок СПС южной окраины современной тундровой зоны, другой современных аналогов не имеет и отражает ландшафты с господством трав (тундростепи). В наиболее мощных разрезах прослеживается снизу вверх смена тундровых СПС тундрово-степными. Самый верхний горизонт (до 2 м) срезает ледяные жилы и вмещает СПС со значительным содержанием пыльцы кустарников и обилием (до 30-40%) верескоцветных. Он отнесен к голоцену (Каплина, 1979).

Весьма отличную от приведенного представления характеристику едомого комплекса северной Якутии и Аляски дает А.И. Попов (1982). По его данным, едомый комплекс на севере Якутии и Аляски среднего-верхнего плейстоцена имеет две главные фации, сходные с современными пойменными: 1) серые слоистые высокольдистые алевроиты с торфом, мощными жильными льдами – фация внутренней зоны поймы; 2) коричневые слабослоистые, менее льдистые алевроиты без торфа с менее мощными жилами льда – фация соров. Обе фации в едоме отвечают условиям более высокого увлажнения и большей льдистости, чем на современных поймах. В холодных аридных районах жильные льды ныне не образуются. Рассмотрение палиноспектров из едомы позволяет считать их лишь показателями тундровых условий с нормальным или избыточным увлажнением при подчиненном значении ксерофитов. При этом растительный покров отличался большой мозаичностью.

Эти данные нам представляются более достоверными, поскольку господство в СПС пыльцы трав не может расцениваться как доказательство тундростепи. В долине р. Хрома (Яно-Индибирская низменность) в разрезе от 7 до 14 м получены спектры, отражающие позднелепестовую арктическую тундру (Рыбакова, 1978). На Сырном яру в нижней части разреза СПС говорят об арктической тундре, существовавшей в условиях более холодного и сухого, чем современный, климата (Боярская, Каплина, 1979).

В разрезе (25 м) Молотковский Камень на Малом Анюе установлены четыре холодные и четыре теплые эпохи. Слои холодных эпох – плотные алевроиты – содержат палиноспектры, свидетельствующие о растительности тундр и, как считают авторы, тундростепей. Судя по слоям теплых эпох – озерным отложениям и торфяникам, можно говорить о лиственнично-березовых лесах (Каплина, Гитерман, 1982).

Климатические условия, в которых формировалась едомая свита, таким образом, оцениваются по-разному. Наряду с представлением о холодном сухом климате, в котором существовали тундростепи, есть и другие. Так, в отличие от А.А. Свиточа и его сотрудников (Новейшие отложения..., 1982), приводящих доводы в пользу сухого холодного климата и тундростепей, Ю.Е. Дорт-Гольц (1982), также строящий свои аргументы на основе СПС и гранулометрии отложений, считает установленным, что

в период оледенения климат был холодным и влажным, что обусловило межслоеобразование ископаемого льда. Согласно еще одному источнику, все изученные ископаемые формы позднего плейстоцена свидетельствуют об отсутствии сколько-нибудь существенной ксеротизации в районах приморских низменностей Северо-Востока Азии. Полученные данные позволяют сделать заключение о значительной общей увлажненности территории, что и являлось характерной чертой природной обстановки в период формирования едомных отложений (Соловьев, Станицева, 1983). Пишут даже, что формирование толщи происходило в условиях холодного и влажного климата, не имеющего резких отличий от современного, и что палинологические данные не позволяют провести расчленение толщи на горизонты (Жежель, Заморуев, 1982).

Столь существенные расхождения во взглядах, на наш взгляд, вовсе не означают, что одни авторы правы, а другие нет (хотя результативные интерпретации могут быть сомнительными, так как не адекватны исходным данным). Что же касается исходных данных, то складывается весьма обычная картина: получив тот или иной фактологический материал, автор абсолютизирует его и в результате отвергает точки зрения, не согласующиеся с его данными.

Ясно, однако, что в едомной толще присутствуют отложения разного возраста и генезиса, и утверждать, в частности, что вся она образована озерными, аласными и аллювиальными отложениями, — значит признавать существование на месте низменностей Северо-Востока либо озер, либо аласов, либо рек, что не согласуется со всем банком имеющихся данных, например с наличием мамонтова комплекса. Надо полагать, что процессы развития низменностей в основных чертах не отличались от современных на Севере Азии, если они только не покрывались полностью льдом. Их пространства занимали озера, аласы и реки, формировавшие разные отложения, в том числе и переотложенные более древние. Естественно, что имела место и климатическая неоднородность. При потеплениях в ледниковое время усиливались аллювиальные процессы и увеличивалась влажность. В перенос текучими водами включались отложения разного происхождения, в результате чего формировались вторичные аллювий, как это происходит и в наши дни.

В последние годы полифациальная природа едомы подтверждена исследованиями на р. Майн (Котов, Рябчун, 1986; Котов и др., 1989). Алевриты в одних случаях считаются аласными отложениями, как в разрезе Станчиковского Яра на Малом Анюе (Каплина и др., 1980а), в других — аллювиальными по наличию речных диатомей, как в Шамановском разрезе на Индигирке (Каплина и др., 1980б). Аласы развивались согласно эволюции современной речной сети, и основные этапы формирования отложений аласных котловин синхронны накоплению аллювия, слагающего речные террасы (Воскресенский, 1973). Дуванный Яр представляет собой толщу алевритов, подстилаемую песками русловых фаций древней реки (Архангелов и др., 1979).

Верхняя часть Дуванного Яра составлена вторичными осадками с ледяными жилами, образовавшимися на поверхности аллювиальной террасы (Кузнецов, 1982а). В этой части установлено несколько "этажей" погребенных почв мощностью 20–30 см, сформировавшихся в холодных и сухих условиях (Губин, 1984).

В разрезе Дуванного Яра установлены внизу следующие СПС: тундрово-степные; в середине — редкостойных лиственничных лесов с кедровым стлаником и возрастом 36900 ± 300 лет и более;верху — тундровые с двумя фазами облесения (лиственнично-березовые редколесья) (Шер и др., 1979). Тундрово-степные СПС, очевидно, относятся к сартанскому периоду.

В низовьях Индигирки с отложениями едомной свиты связан костеносный слой с датировками 12530 ± 60 и 12570 ± 80 лет (Ложкин, 1984). Автор считает, что эти отложения формировались с конца среднего плейстоцена по сартанское время включительно. Палинологический анализ костеносного слоя свидетельствует о распространении в период существования аччагыйской популяции мамонтов ерниковых тундр с небольшими островками лиственницы.

Один из опорных разрезов едомных отложений – Воронцовский Яр в низовьях Индигирки сложен песчано-пылеватым аллювием с сингенетическими повторно-жильными льдами каргинско-сартанского времени (Втюрин и др., 1984). Ископаемые почвы являются характерным элементом разреза этого яра. Они принадлежат к типам аллювиальных дерновых тундровых и мерзлотных почв (Болиховская, Болиховский, 1979). Авторы считают, что, по данным СПС, формирование едомы происходило в условиях тундры, лесотундры, тундростепи и северной тайги.

Важную роль в образовании вторичных осадков играли эоловые отложения. В холодные периоды, когда формирование других типов отложений сильно замедлялось, образование эоловых отложений, наоборот, усиливалось благодаря морозному выветриванию и ветровому переносу пыли. Об интенсивном эоловом образовании отложений, как известно, свидетельствуют лёссы южных районов. Однако лёссовидные суглинки северных районов представляют собой аналог настоящих лёссов. Формировались они одинаково, и лишь последующие процессы, вызванные разным климатом, обусловили их различия. В современных ландшафтах первично эоловые отложения, а теперь иловатые суглинки распространены на Северо-Востоке повсеместно на разных гипсометрических уровнях, в том числе в условиях, где формирование иных (не эоловых) отложений невозможно вообразить, например на монолитных толщах погребенного льда в низменных районах. По-видимому, в отложениях шлейфов современных гор участвует и первично эоловый материал.

Покровные суглинки юга Центральной Якутии, скорее всего, отлагались ветрами с Верхоянского хребта. Источниками питания были флювиогляциальные отложения. Подтверждается это их покровным залеганием, независимостью от подстилающих пород, плохой выраженностью слоистости, связью с дюнами, угловатостью и невыветрелостью зерен, близостью по сортированности и текстурам к эоловым отложениям и т.п. (Певе, Журно, 1982; Rewe, Joumaux, 1983). К западу от Якутска эти суглинки выклиниваются, на Алдане их мощность достигает 10–35 м.

По данным В.В. Колпакова (1979, 1986), в бассейне Лены в зырянско-сартанское время не было ни гигантских разливов с поднятием уровня реки на 200 м до границ едомы, ни особенного режима, при котором могли бы наслоиться десятки метров пойменного паводкового наилка. Покровные субаэральные отложения (едомная свита) и лёссы, замещающие их с юга, образовались в ассоциации с дефляционными корами и эоловыми песками на громадных пространствах Сибири, от Монголии до моря Лаптевых, в условиях активной эоловой деятельности в ледниковые эпохи плейстоцена.

Образование пылевых отложений происходит и в наши дни, что хорошо прослеживается на снежниках-перелетках, которые обычно покрыты мощным слоем пыли. В районах, где на поверхности находятся незакрепленные пески, случаются настоящие песчаные бури, как, например, на Таймыре. Судьба поднятых в воздух частиц зависит от того, в какую среду они осадут.

То, что мы можем наблюдать сегодня, в ледниковое время было многократно усилено. По мнению С.В. Томирдиаро, пыли в воздухе было столько, что она толстым слоем накапливалась на шельфовых льдах.

БЕРИНГИЙСКИЙ РЕФУГИУМ ЛЕСА

В последние годы приобрела популярность гипотеза о существовании на Аляске в позднем висконсине лесного рефугиума не в долине Юкона, как считалось прежде, а на самом БМС, в его юго-восточном углу, возможно, в районе продолжения на БМС долины р. Кускоквим (Hopkins, 1970, 1972; Колинво, 1973). Как указывает Н. Робертс (Roberts, 1984), в максимум висконсинского оледенения Берингия не была покрыта сплошным льдом. Ледники покрывали лишь Южную и Северную Берингию. Что же касается Центральной Берингии, то она была совершенно свободна ото льда. Это

соответствует по времени 13–10 тыс. лет назад. Именно центральная часть, по мнению Н. Робертса, была рефугиумом для многих популяций человека и животных (это согласуется с нашими представлениями, о чем будет сказано позднее), которые потом расселились в южном направлении. Примеров, свидетельствующих о данном факте, достаточно много. На о-ве Св. Павла (Прибыловы острова) обнаружена пыльца ели (Picea), показывающая, что ель росла неподалеку от острова 10,5–9,5 тыс. лет назад. В более ранних слоях пыльца ели не найдена. Д. Хопкинс считает, что пыльца была занесена на о-в Св. Павла (который в то время не был островом) сильными северо-восточными ветрами, наличие которых подтверждает изучение палеодюна.

Пыльцевые анализы показали также, что 10 тыс. лет назад ель росла на п-ове Сьюард и на современном дне залива Коцебу, тогда как на реках Кобук и Юкон появление ели датируется 9–6 тыс. лет назад (Колинво, 1973). Следовательно, распространение ели на Аляске шло на север и северо-восток, а не на запад. Так считают американские палеогеографы. Во внутренних частях БМС ель расти не могла из-за неблагоприятных условий, но в южной части моста обстановка была относительно благоприятной, так как с юга его обмывало теплое аляскинское течение (ветвь Куросио), по крайней мере с аляскинской стороны. Влияние этого течения на климат Южной Берингии было аналогичным современному его влиянию на климат Южной и Юго-Западной Аляски. Теперь это течение, разветвляясь, частично уходит в глубь Берингова моря, частично огибает Аляску, проходя через Берингов пролив, и, в значительной степени остыв, поворачивает к мысу Барроу. Чукотский полуостров омывается холодными струями течения, идущего из Восточно-Сибирского моря. Однако обогрев побережья теплым течением способствует формированию припайных льдов⁹. Обогрев приморской полосы происходит, скорее, при косвенном влиянии теплого течения. Образующиеся пары влаги действуют как экран для отраженной радиации, т.е. возвращают ее на земную поверхность. В настоящее время этот процесс установлен определенно (Будыко, 1971, 1980). Однако и поступающий на земную поверхность поток радиации ослабляется паровой подушкой. Эти соотношения, видимо, не совсем ясны.

П. Колинво (1973; Colinvaux, 1967) сообщает, что во время существования БМС, по данным спорово-пыльцевого анализа, на нем росли злаки (Gramineae), осоки (Carex), полынь (Artemisia), ивы (Salix) и ряд насекомоопыляемых видов, пыльца которых составляет 10–20%. В позднеледниковое время возрастает количество пыльцы карликовой березки (Betula), а позднее – пыльцы ольхи (Alnus) (2–10%). Произрастание ели на Аляске 10 тыс. лет назад определенно указывает на то, что где-то она переживала весь период поздневисконского оледенения. Это следует из того, что южнее Юкона начиналась зона сплошных льдов, за исключением некоторых приморских районов залива Аляска (Хейссер, 1969), простирающаяся далеко на юг. Следовательно, быстро распространиться на Аляску с юга при таянии льдов ель не могла. На северном побережье залива Аляска в начале послеледникового режима растительность представляла собой осоковую тундру с примесью кустарников ивы, ольхи и березы (Хейссер, 1969). Ели здесь еще не было. Ее не было и в среднем течении р. Кобук (впадающей в залив Коцебу). По данным Ч. Швегера (1973), спорово-пыльцевые спектры с р. Кобук, датированные интервалом 12–9,5 тыс. лет назад, содержат пыльцу осок (до 80%) и травянистых растений; "пыльцы березы и ольхи мало, единственный кустарниковый таксон, который относительно обилен, представляет ива" (с. 68).

П. Колинво (1973) считает, что в юго-восточную часть БМС пыльца не была

⁹ В современных условиях даже холодные течения или просто близость моря способствуют сохранению нескольких километровых ленточных фирнизованных снежников вдоль чукотских побережий, особенно южных. В более холодном климате эти снежники превратились бы в ледники, подобно шельфовым ледникам о-ва Элсмир (Крэри, 1958).

принесена сибирскими реками¹⁰, так как в послеледниковых колонках нет пыльцы сосны (кедрового стланика); также отсутствует пыльца тсуги, "которая могла бы быть принесена из современных лесов Юго-Восточной Аляски" (с. 23). Последний аргумент кажется непонятным. А именно, как могла бы попасть современная пыльца тсуги на ту глубину, которая соответствует слоям 10-тысячелетней давности? Любопытно, что П. Колинво говорит о современной пыльце тсуги и не говорит о той пыльце, которая могла бы попасть на Аляску из елово-тсугового рефугиума, который показан на рис. 36 по Д. Хопкинсу, хотя, безусловно, П. Колинво был уже знаком с упоминаемой работой Д. Хопкинса. Можно сделать предположение, что П. Колинво не слишком полагается на представление о елово-тсуговом рефугиуме на юге Аляски. Действительно, по данным К. Хейссера (1969), пыльца тсуги и ели не встречается в послеледниковых слоях, там, где Д. Хопкинсом указан рефугиум, но обнаружена несколько южнее, на побережье Британской Колумбии.

Окончательный вывод П. Колинво (1973) весьма осторожен: "Кажется вероятным, что ель пережила последнее оледенение на Аляске в виде узких популяций, рассеянных вдоль берегов реки, пересекавшей восточную часть моста суши, возможно, р. Кускоквим. Деревья должны были быть представлены не более чем изолированными единицами, выделяющимися на фоне тундростепи Берингийского моста тонкой цепочкой угнетенных деревьев" (с. 24).

Основание для осторожности в отношении этой гипотезы имеется. Не доказано наличие пыльцы в слоях, отлагавшихся 25–10,5 тыс. лет назад, и, следовательно, не доказано действительное произрастание ели в юго-восточном углу БМС на протяжении всего оледенения. Более вероятно, что ель пережила оледенение все-таки в долине Юкона, которая исследована на спорово-пыльцевой анализ далеко не полно (Хейссер, 1969). Совершенно необязательно допускать, что леса существовали по всей долине. Скорее, они сохранились в немногих наиболее благоприятных местах, в хорошо укрытых долинах. Мы знаем, что для деревьев необходим определенный предел континентальности климата, ниже которого они не могут существовать. Самые различные данные об обстановке в южной части БМС не приводят к мнению, что этот предел здесь мог достигаться.

Аргументы об отсутствии сопутствующей пыльцы, о которых сказано выше, совершенно ни в чем не убеждают. Если в долине Юкона сохранялась только ель (до вида пыльца не определена, но можно думать, что это *Picea sitchensis*¹¹, родственная азиатской *P. ajanensis*), то естественно, что только ее пыльца и выносилась рекой. Чахлые деревца вдоль реки, в представлениях П. Колинво, соответствуют современным самым северным форпостам леса. Однако нужно иметь в виду, что такие чахлые популяции имеют "в тылу" здоровые популяции, с деревьями нормальной жизнеспособности. Можно предположить, что "тылом" для популяций в юго-восточном углу БМС как раз и были популяции ели в долине Юкона. Чахлые деревья обычно не плодоносят, поэтому они не оставили бы пыльцу и не пережили бы более 10 тыс. лет, возобновляясь только вегетативно, на что ель практически и не способна, за исключением именно ситхинской ели.

Основываясь на результатах радиоуглеродной хронологии, А.В. Ложкин (1973) считает, что 12–11 тыс. лет назад, т.е. в самом конце висконсина, было потепление. Н.В. Кинд (1973) приходит к такому же выводу, но расширяет границы потепления до 13–11,5 тыс. лет назад. Это потепление она сопоставляет с аллерёдом Европы.

¹⁰ По-видимому, имеется в виду Анадырь, где, по всей вероятности, имелся кедровый стланик.

¹¹ В настоящее время *P. sitchensis* (см. рис. 8) не растет в долине Юкона. Ее ареал протягивается вдоль южного побережья Аляски на юг до Калифорнии. Единственная рощица этой ели имеется на о-ве Уналашка, где, по свидетельству Э. Хультена (Hulten, 1937b, 1960), она была посажена в 1805 г. Здесь она производит семена, но не размножается. В долине Юкона в настоящее время господствуют *P. glauca* и *P. mariana*. По-видимому, они вытеснили *P. sitchensis* из этой долины, появившись здесь после окончания оледенения. Существовало то, что только *P. sitchensis* способна расти на Уналашке. В то же время она растет здесь на пределе своих возможностей. Едва ли можно думать, что в юго-восточном углу БМС обстановка была более благоприятна, чем на современной Уналашке.

Потепление проявилось, конечно, и на Аляске. И не было ли это потепление причиной того, что ель, пережившая оледенение где-то в долине Юкона, вышла за ее пределы на шельф? С этим хорошо сопоставляется тот факт, что на Незамерзающем озере (Antifreeze Lake), близ границы Аляски и Канады, и в дельте р. Маккензи появление ели опередило появление ольховника (Hopkins, 1972). Это могло случиться лишь в том случае, если ель росла совсем неподалеку от мест, где ольховник отсутствовал, поскольку пионерная способность ольховника значительно выше, чем любого вида ели.

Таким образом, эта интересная гипотеза нуждается в дальнейшем подтверждении и использовать ее для палеогеографических построений рискованно. Не кажется убедительным и мнение П. Колинво о произрастании ели в тундрово-степной обстановке. Он много писал о широком распространении тундростепей в Берингии. Но если их существование может быть допущено с оговорками в отношении Северной Берингии, то для Южной оно весьма противоречиво. В экологическом отношении представления о тундростепи в условиях произрастания ели трудносовместимы.

Существование лесного рефугиума на Аляске в сартанское время не означает, но наводит на размышления, что и на Чукотке был подобный рефугиум, тем более что в широтном распространении древесной растительности нашего времени здесь и там обнаруживаются некоторые параллели. В частности, краевые лесные массивы Канады и Аляски (близ устья р. Маккензи и на р. Ноэтак) находятся почти на той же широте, что и Телекайская роща (Кожевников, 1974а,б). Наличие бореальной растительности в долине Юкона соответствует таковой в среднем течении Анадыря (хотя на Юконе леса составляют в основном хвойные породы, а на Анадыре более обычны лиственные). Однако можно сказать, что в целом растительный покров на Аляске более бореален, чем на Чукотке. Объясняется это прежде всего тем, что на Аляске океаническое влияние климата не распространяется далеко в глубь страны, охватывая ландшафты полностью сверху донизу. Причиной тому является огромная площадь Аляски с ее сложным рельефом, вследствие чего собственно климатоформирующее влияние аляскинской суши превосходит влияние извне — преимущественно океаническое. Последнее существенно лишь в весьма узкой приморской полосе и в верхнем поясе гор Аляски.

Чукотский полуостров может быть сопоставлен в отношении климата лишь с мизерной частью Аляски — п-овом Сьюард. Океаническое влияние на Чукотском полуострове испытывает практически весь ландшафт, от днищ долин до вершин гор. Сравнивать с Аляской в отношении многообразия климата в связи с его историческим развитием (а следовательно, и развитием растительности) можно столь же протяженную часть Северо-Восточной Азии, соседствующую с Аляской. Эта часть охватывает весь северо-восточноазиатский полуостров (исключая Камчатку), вплоть до Колымы. Эта часть является ландшафтно-историческим аналогом Аляски, что подчеркивается распространением ряда растений, названных Б.А. Юрцевым (1966б, 1974) юконо-колымским (юконо-анюйским) элементом флоры Чукотки. В эпохи существования БМС территория от Колымы до Маккензи представляла собой единое целое в отношении развития климата и биоты, почему и была названа Б.А. Юрцевым Большой Берингией¹².

Можно предположить, по аналогии с Аляской, что где-то на северо-восточноазиатском полуострове в сартанский период сохранялись леса. Этим "где-то", скорее всего, были широтно направленные межгорные впадины (аналогичные юконской), в которых создается особый резко континентальный режим среды, способствующий

¹² Противопоставление Большой и Малой Берингии, отражающее соответственно континентальный и океанический этапы Берингии, служит во вред палеогеографии, так как континентальные части Большой Берингии как будто перестают быть Берингией в периоды Малой. Берингия существовала одна, и нужно говорить о регрессивной и трансгрессивной ее фазах, ее территории в конкретных границах, на которой происходили соответствующие процессы. Авторы об этом упоминали во "Введении".

щий произрастанию деревьев и не способствующий развитию оледенения. Самый восточный азиатский рефугиум леса был, по-видимому, в среднем течении р. Майн (см. рис. 40). Здесь и сейчас растет лиственница, но самое интересное то, что здесь растет даже ель (*Picea ajanensis*). Это местонахождение оторвано от основного ее ареала на расстояние около 1500 км. Согласно В.Б. Сочаве (1933) и В.Н. Васильеву (1958), на Майне найдены деревья 15 см высотой и 2 см в диаметре, имеющие возраст 20 лет. В.Б. Сочава считает, что в данном случае возможен занос семян птицами¹³. Однако сделать такое предположение значительно легче, чем представить себе процесс этого заноса. Только клесты (*Loxia*) и шуры (*Pinicola*) могут разносить семена хвойных, поскольку питаются ими. Из них шуры обитают в среднем течении Анадыря. Но это – кочующая птица, не делающая больших перелетов.

Ближе всего данное местонахождение аянской ели находится к также изолированному местонахождению *P. obovata* в низовьях р. Ямы, т.е. в 600 км к югу.

Южнее Майна, в бассейне р. Пенжины, В.Б. Сочава нашел остатки *P. ajanensis* в голоценовых отложениях. На самом Майне в четвертичных отложениях до глубины 18 м от поверхности грунта была обнаружена пыльца *Betula* sp., *Alnus* sp., *Pinus pumila*, *Salix* и *Abies* (Васильев, 1958). Пыльца *Abies*, по-видимому, определена неправильно, и В.Н. Васильев, вслед за М.И. Нейштадт и Л.Н. Тюлиной (1936)¹⁴, считает, что, скорее всего, это пыльца *Picea ajanensis*. Он полагает также, что *P. ajanensis* и *P. anadyrensis*, описанные А.Н. Криптофовичем из бассейна р. Белой, могут оказаться одним и тем же видом или близкородственными видами. Некоторые ископаемые растения относятся к их современным эквивалентам как экотипы (Axelrod, 1948). В нижних слоях майнских отложений найдена древесина ели. Интересно, что пыльца *Larix* обнаружена на глубинах от 0 до 22 см и 10,1 м (Васильев, 1958). Поскольку на Майне есть лиственница и теперь, то пыльца верхней части разреза, вероятно, представляет собой отложения современной популяции за период верхней половины голоцена. Пыльца с 10-метровой глубины, возможно, свидетельствует о продвижении лиственницы на северо-восток в каргинское время. По-видимому, пыльца лиственницы в данном случае попала в благоприятные консервирующие условия, так как известно, что она плохо сохраняется в ископаемом состоянии. Последнее, может быть, и объясняет то обстоятельство, что пыльца ели обнаруживается непрерывно до глубины 18 м, а пыльца лиственницы маркирует слои, разделенные 10-метровой толщей. Ввиду плохой сохранности пыльцы лиственницы не может быть уверенности, что лиственница не переживала сартанский период на Майне вместе с елью.

¹³ Изолированные местонахождения растений ботаники нередко объясняют заносом семян птицами. В ряде случаев такое объяснение логично, но часто оно может быть названо механическим, поскольку лишено логики по отношению к птицам. Птицы, безусловно, являются переносчиками диаспор (Ridley, 1930), но в этом феномене существуют свои ограничения, особенно по отношению к дальнему переносу. Последний должен осуществляться мигрирующими птицами, т.е. одолевающими сразу большие расстояния. Еще в начале нашего века Г. Симмонс (Simmons, 1913) писал, ссылаясь на орнитолога К. Андерсена (и это известно, вероятно, каждому наблюдателю птиц), что перед дальним полетом птицы тщательно чистятся и летят на пустой желудок. Биологически эти "мероприятия" весьма оправданны. Чистая оперение, птица обеспечивает лучшую целостность волосков опахал, что благоприятствует ее летательной способности. Оporожняясь, птица уменьшает свой вес. Это ей свойственно, даже когда она перелетает на соседнее дерево или соседнюю кочку. Говоря о дальнем переносе диаспор птицами, нужно представлять, какие птицы способны осуществлять этот перенос (хотя бы в пределах групп по питанию и по станциям), имеются ли соответствующие миграционные пути, могут ли птицы за время перелета сохранить в пищевом тракте семена растений, если уж они там имеются. Ведь у большинства птиц, особенно мелких, обмен веществ очень интенсивен.

¹⁴ Д.М. Колосов (1947) указал, что утверждение М.И. Нейштадта и Л.Н. Тюлиной об охвате их диаграммами всего четвертичного периода неубедительно, так как разрезы представляют только 20–25-метровую толщу, т.е. они вполне могут отвечать лишь какому-то довольно позднему периоду квартера. В 1975 г. авторы осмотрели все разрезы на р. Майн (Кожевников, 1977б), описанные Л.Н. Тюлиной, и пришли к выводу, что нижние части этих разрезов представляют не третичные слои, а казанцевские. Лигниты и остатки древесины, послужившие Л.Н. Тюлиной основанием для отнесения слоев к третичным, – это мелкие кусочки, перелетные водно-ледниковыми отложениями. Следовательно, верхняя часть разрезов относится к позднему плейстоцену и голоцену.

Поскольку пыльца ели найдена и на Чукотском полуострове в голоценовых отложениях, то соответствующие находки в бассейне Анадыря не кажутся неправдоподобными. Поэтому В.Б. Сочава писал, что "по крайней мере в наиболее южной части района, в частности в бассейне Пенжины, еловые леса были делом сравнительно недавнего прошлого" (Сочава, 1933. С. 312).

Все эти данные, связанные логической цепью, могут свидетельствовать о существовании на Майне в сартанский период "елового" рефугиума. Практически мы имеем здесь те же самые данные и предпосылки, что и в случае юконского рефугиума. Ель не могла появиться на Чукотке сразу же после окончания оледенения просто потому, что времени для такой миграции было слишком мало, а расстояние от центральноохотских районов (где ели также могло не быть в то время) до Чукотки слишком большое. И почему бы ей исчезнуть затем на таком огромном пространстве, если бы она пришла с юга?! Следовательно, только ее переживание здесь на Майне в сартанский период объясняет нам и ее современный отрыв от основного ареала, и наличие пыльцы в голоценовых отложениях Чукотки, поскольку в оптимальный период она рассеялась из этого рефугиума, как и пыльца юконской ели, на Аляске

По мнению А.П. Пуминова и др. (1972), в период регрессии нутауге (висконсин Ш) на Северной Чукотке существовали типичные тундровые ландшафты (район лагуны Нутауге) и холодные лугостепи (реки Вешкап, Рекууль). Видимо, обстановка для существования лугостепей на р. Рекууль могла сложиться уже при таянии ледников в данном районе.

По данным Р.Е. Гитерман и др. (1968), "в западной части Чукотского полуострова существовали кустарниково-моховая и каменистые тундры" (с. 161). В континентальных горах Северо-Востока Азии были широко развиты сообщества кедрового стланика.

ГЛАВА 9

МЕЖКОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ МОСТЫ СУШИ

СЕВЕРОАТЛАНТИЧЕСКИЙ МОСТ СУШИ

Поскольку мы можем полагать, что геофизические процессы этого времени соответствовали таковым более ранних оледенений плейстоцена, постольку мы можем допустить и существование Североатлантического моста суши. Современного геологического подтверждения этой гипотезы как будто бы нет, но многие биогеографические факты свидетельствуют в ее пользу. Об этом, в частности, говорит распространение ряда растений, в том числе американской двудомной осоки *Carex scirpoidea*, произрастающей в единственном месте (Saltedal) – в Скандинавии. Согласно геологическим данным, это место оставалось свободным ото льдов (Gjarevoll, 1963).

Существует группа видов растений, распространение которых весьма характерно. Их ареалы охватывают Европу (преимущественно Северную, а также горные системы), Северную Америку и Северо-Восток Азии (например, *Silene acaulis*, *Cornus suecica* и др.). Считается, что *Silene acaulis* имеет европейское происхождение, так как в Альпах живет близкородственный ей вид, более примитивный в филогенетическом отношении.

Можно думать, что эти виды проникли из Европы в Америку по Североатлантическому мосту, а затем через Берингию – на Чукотку. Однако нельзя исключить и ту возможность, что на Чукотку они пришли с запада, но впоследствии (в результате оледенений) исчезли на огромных пространствах Западной и Центральной Сибири, сохранившись лишь в Восточной Сибири, откуда они могли проникнуть и в Америку. Данных для более определенных суждений в случае подобных связей нет.

Надо полагать, что на Североатлантическом мосту существовала по крайней мере умеренная в целом обстановка, благодаря которой из Европы в Северную Америку могли проникнуть виды, произрастающие ныне в бореальной или субарктической обстановке (Hultén, 1958; Hustich, 1962; Hiitonen, 1950). Некоторые авторы склонны даже предполагать "значительное сближение европейской и американской суши на севере Атлантики в пределах плейстоцена" (Толмачев, Юрцев, 1970. С. 216).

И. Хиитонен (Hiitonen, 1950) отметил флористическое сходство Северной Америки и Фенноскандии по трем группам: 1) идентичных видов, которые весьма чужды Фенноскандии и имеют генетические корни в Америке; 2) викариатов, в основном на уровне подвидов и вариаций (многие разновидности были описаны ранними исследователями в качестве самостоятельных видов); 3) "развенчанных" видов (одинаковое число), оказавшихся синонимами уже существующих.

Э. Хадач (Hadač, 1948, 1960), изучавший историю флоры Исландии, о-вов Медвежьего и Шпицбергена, считал, что "это проблема как биологическая, так и геологическая". Он приводит мнение геолога П. Торкельсона о том, что уровень океана в

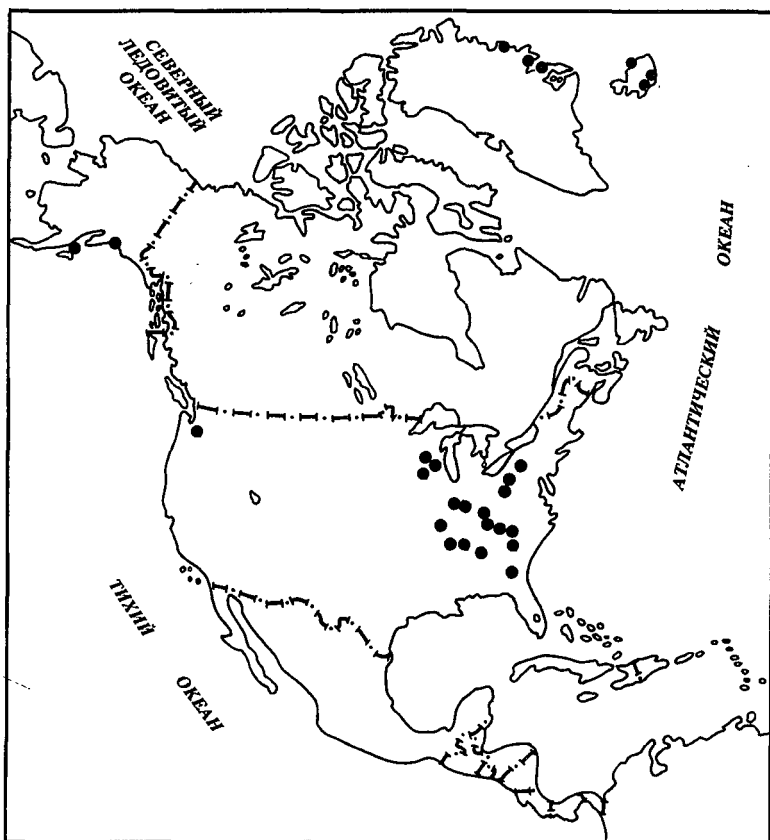
Северной Атлантике понизился на 625 м. Э. Хадач упоминает также об исследованиях М. Тораринсона, согласно которым в Исландии оставались непокрытые льдом участки в период последнего оледенения. Сам Э. Хадач, будучи ботаником, обосновывает идею материковой связи Исландии со Скандинавией через Фарерские острова и Гренландией на ботаническом материале. Его выводы исключительно интересны. Только два рода исландской флоры имеют эндемичные виды – *Tagaхасит* и *Нигасит*. Известно, что в пределах этих родов расообразование идет очень интенсивно. В Исландии имеется 90 эндемиков *Тагахасит*. Однако, несмотря на столь большое их разнообразие, следует признать, что уровень эндемизма высших растений здесь ничтожен и свидетельствует об относительно недавней связи Исландии с близкими материками. Результаты фитогеографического анализа исландских цветковых растений, мхов, лишайников и грибов показывают, что в Исландии имеется большое количество форм, общих с материковой Европой; есть также несколько арктических видов, много циркумполярных видов и относительно мало эндемиков. Э. Хадач отмечает, что от Исландии до Гренландии 300 км, а до Норвегии – 970 км. Весьма странно, что чем больше расстояние, тем больше флористическое сходство Исландии и соседних территорий. Анализируя возможности былого расселения видов, Э. Хадач приходит к выводу, что оно могло идти только по суше.

Однако Э. Хадач считает, что мост мог образоваться в межледниковые периоды и что он существовал в послеледниковое время. В периоды оледнений мост погружался под тяжестью льдов, которые, несомненно, в тот период имели огромное значение. Гляциозостазия ставится Э. Хадачем "с ног на голову". Оледнение не разрушало мост, а способствовало его появлению, инициируя тектонические движения. Северо-атлантический сектор Арктики, так же как и северопацифический, тектонически активен. И там и здесь на памяти людей из глубин океана вдруг появлялись острова.

Вслед за Т. Серенсеном (1933) Э. Хадач (Hadač, 1960) полагает, что миграции растений между Северной Гренландией и Шпицбергом могли происходить напрямик, т.е. возможно, что между ними был перешеек. Об этом свидетельствуют особенности распространения многих растений. Так, *Carex scirpoides* отсутствует в Исландии, и можно думать, что ее там и не было во время существования перешейка. В Скандинавию она могла проникнуть через Шпицберген в более благоприятных, чем современные, условиях¹. Но с ухудшением обстановки эта осока, очевидно, исчезла на архипелаге. В наиболее неблагоприятных районах Чукотки она также не встречается. О таком же пути вселения в Скандинавию свидетельствует ареал *Arenaria humifusa*, которая пока не исчезла на Шпицбергене (Polunin, 1943). Будучи приморским видом, она тем более не исчезла бы в Исландии, если бы обитала там ранее. Но *Minuartia rossii* до Скандинавии не добралась.

В Исландии не обнаружен также накипной лишайник *Rhizocarpon rittkense*, распространенный на Баффиновой Земле, в Гренландии, Скандинавии, на Шпицбергене и Новой Земле (Gelting, 1954). Известно, что накипные лишайники способны выдерживать крайне суровые условия обитания, но почти ничего неизвестно о динамике их ареалов (о быстроте заселения новых территорий и исчезновения с занятых территорий при изменении климата). Можно лишь предполагать, что поскольку лишайники растут очень медленно, их ареалы весьма устойчивы. Если льды в сартанский период не покрывали какие-то участки, то накипные лишайники на них не исчезали и в настоящее время являются маркерами этих участков. Из Гренландии и с о-ва Диско описан, по-видимому, эндемичный вид накипного лишайника *R. arctogenum* (Gelting, 1954). Когда он обособился, доподлинно неизвестно, но можно предположить, что это произошло в эпоху максимального оледенения, когда миграционные пути были отрезаны льдами.

¹ Такие условия господствовали на Шпицбергене в какой-то промежуток времени в период его сухопутной связи с материком. Об этом убедительно свидетельствует ряд реликтовых растений во Внутреннем Фьордовом районе Западного Шпицбергена, представляющем, по существу, современный рефугиум (Young, 1971).



Р и с. 48. Географическое распространение (черные кружки) *Bryoxiphium norvegicum* (Brid.) Mitt. ssp. *norvegicum* Löve et Löve var. *norvegicum* Löve et Löve (не показано местонахождение на о-ве Аitut, Алеутские острова) (по: Стир, 1969)

В. Стир (1969) установил, что, некоторые мхи в Исландии приурочены в настоящее время исключительно к горячим источникам. Это говорит о том, что они попали в Исландию при более благоприятных климатических условиях, чем современные, не говоря уже о ледниковом периоде. Он полагает, что эти мхи обитают близ горячих источников с третичного времени. Распространение других мхов определенно свидетельствует о сухопутной связи Исландии с Гренландией и Северной Америкой и наиболее убедительно – мхов рода *Bryoxiphium* (рис. 48). В Центральной Америке эти мхи не растут севернее границы бывшего ледового покрова. Однако они найдены в Гренландии, Исландии и на Аляске.

В. Стир (1969) считает, что водные растения разносятся водоплавающими птицами, он не допускает возможности перелета птиц из Европы в Гренландию из-за встречных ветров. Последний аргумент не кажется убедительным. Напротив, как установил датский орнитолог Ф. Соломансен (Salomonsen, 1959), дрозды-рябинники были занесены в Гренландию штормом совсем недавно и с тех пор стали там гнездиться (Портенко, 1973). Заносы птиц сильными ветрами в несвойственные для их обитания области – явление весьма нередкое. Л.А. Портенко (1972, 1973) приводит множество случаев заносов птиц с Аляски на Чукотку. По его мнению, это способствует расширению ареала некоторых видов. Именно это явление побудило его говорить, что для расширения ареала сухопутных видов птиц вовсе необязательны мосты суши.

Хотя занос рябинников ветром из Европы в Гренландию и представляет фено-

ментальное явление, у нас нет никаких оснований думать, что европейские виды растений попали в Гренландию иначе, чем по суше. Правда, К. Остенфельд (Ostenfeld, 1926) считал, что около 50 видов европейских растений в Гренландию завезли норманны, прибывшие туда впервые еще в X в. (вероятно, таких видов в действительности меньше). Он, например, был убежден, что и древесная береза завезена норманнами, но пыльца этой березы была найдена в торфяных отложениях, образовавшихся задолго до их появления (Böcher, 1943). Весьма характерно, что в Гренландии только восемь эндемиков, и, как полагал К. Остенфельд, предки всех эндемиков завезены норманнами. Это свидетельствует о том, что Гренландия, как и Исландия, еще недавно не была изолирована (Бёхер, 1953).

Из 390 видов гренландской флоры, по К. Остенфельду, 74 – европейские. Кроме того, этот автор считает, что около 60 видов, наиболее резистентных, пережили последнее оледенение на нунатаках, где и сейчас обнаруживается около 30 видов. Странно лишь то, что в период оледенения их, по мнению К. Остенфельда, было больше, однако ему, как исследователю истории гренландской флоры, вероятно, было виднее. Около 90% видов этой флоры имеет циркумполярное распространение, что также говорит об интенсивном обмене в прошлом.

Север Гренландии, как и теперь, в период последнего оледенения, был свободен ото льдов. Об этом свидетельствует распространение некоторых мелких почвенных организмов, в частности коллембол (Ball, 1963).

Следует отметить, что на Североатлантическом мосту поток мигрантов из Европы в Америку был явно больше, чем в обратном направлении, чему трудно найти удовлетворительное объяснение. Интересно то, что многие мигранты являются отнюдь не арктическими видами, а скорее северобореальными. Очевидно, на этом мосту существовала своего рода зональность, хотя он и был узким. С юга мост "обогревал" Гольфстрим, поэтому по южной его части мигрировали более термофильные, но выдерживающие высокую влажность воздуха виды. В северной части моста мигрировали арктические виды, которые и теперь еще сохраняются в реликтовом состоянии на севере Британских островов (Polunin, 1953). Почему американско-европейские флористические связи, которые, несомненно, возникали в это время, указывают на весьма благоприятную обстановку на Североатлантическом мосту, остается неясным.

История северо-восточной американской флоры также таит в себе некоторые неразгаданные еще моменты. На востоке Северной Америки флористические изменения в направлении с юга на север столь постепенны, что почти невозможно найти линию, которая четко разделяла бы флоры. Лишь в самом крупном (зональном) масштабе может быть осуществлено флористическое деление этой территории (Good, 1964).

Во внутриконтинентальной области Северной Америки (оз. Мичиган) Дж. Фрай и Х. Вильман (Freu, Willman, 1960) выделяют голоцен начиная только с 5 тыс. лет назад (Ричмонд, 1968). Полуостров Лабрадор, несомненно, частично подвергался оледенению. Дж. Марр (Marr, 1948) считает, что ледник содрал почвы, которые до сих пор не восстановились. Именно слабая выраженность почвенного покрова, по мнению Дж. Марра, является причиной, останавливающей продвижение леса на север Лабрадора. Климатические условия позволяют лесам на Лабрадоре располагаться севернее их современного положения. Существование большого количества бореальных видов на юге Гренландии и о-ва Диско подтверждают точку зрения Дж. Марра. Несомненно также, что северная оконечность Лабрадора не покрывалась льдами. На это указывает распространение ряда растений, встречающихся теперь на Лабрадоре и в прибережных районах, например *Angelica gmelinii*, *Senecio pseudoarctica*, *Conioselinum chinense*, *Carex maskenzii* и др. Вместе с тем на Лабрадоре не найден накипной лишайник *Rhizocarpon bolanderi*, который распространен в горах Калифорнии и на западе Гренландии, за исключением северной ее части (Gelting, 1954), имея дизъюнкцию через всю Северную Америку.

В ряде случаев берингийско-лабрадорский разрыв ареала и различия в среде обитания способствовали обособлению лабрадорской расы. Так, *Arnica frigida* до висконсина была распространена, по-видимому, по всей арктической Северной Америке. Об этом можно судить по соотношению ареалов — ее и *A. louiseana*. Эти виды очень близки, и не случайно монограф рода *Arnica* Магир (in sched.) рассматривал *A. frigida* как подвид *A. louiseana*. Последняя могла обособиться и пережить висконсин в рефугиумах верховьев фьордов на Лабрадоре, как это показано Э. Эбби (Abbe, 1936), подвергшем критике представление М. Фернальда (Fernald, 1925) о том, что ряд растений пережили последнее оледенение на нунатаках. В принципе представление М. Фернальда не может отвергаться, поскольку и теперь в Гренландии существуют нунатаки, на которых обитают растения. Но, конечно, далеко не всякий вид способен продержаться длительное время на каменистой глыбе, торчащей из льда. Суждение о переживании растений на нунатаках должно быть основано на знании толерантности каждого отдельного вида к экстремальным условиям. Тем не менее факт существования атлантического моста мало кто отвергает. Бесспорное доказательство тому — распространение бобров рода *Castor* (Friant, 1965; Boessneck, 1974), которые переселились еще в миоцене в Европу (Татаринов, 1975; Дежжин и др., 1986). Другое, не менее веское доказательство наличия моста — обитание в восточной части Северной Америки одного из типичных представителей подрода из Европы *Microtus* (*Pitymys*) *McMurtrie*, который появился в начале плейстоцена (Громов, Поляков, 1977).

Совсем недавно во Франции была сделана находка американского лемминга (*Dicrostonyx groenlangicus* Traill), ранее он вообще не был известен (Koby, 1960).

С учетом всего сказанного можно сделать вывод, что во время существования Североатлантического моста суши Гольфстрим сыграл огромную роль на севере Атлантики, обогревая побережья. Это и привело к той постепенности флористических изменений на востоке Северной Америки, о которой пишет Р. Гуд (Good, 1964). С этим же связано и обилие лесных видов на Лабрадоре, в Южной Гренландии, на о-ве Дisko, в Исландии и Северной Скандинавии.

БЕРИНГИЙСКИЙ МОСТ СУШИ

В свете вышесказанного об осушении шельфов во время оледенений ясно, что Чукотка соединялась с Аляской широким мостом суши, поскольку Берингов пролив является, по сути, местом стыка шельфов Чукотского и Берингова морей. В доплейстоценовое время существование Берингии, очевидно, обуславливалось только тектонически, без гляциоизостатического фактора.

Совокупность имеющихся данных позволяет думать, что уже в неогене Берингия по ботанико-географическим, а следовательно, и по физико-географическим особенностям значительно отличалась от одношироотно расположенных смежных территорий и имела собственную зональность природных условий.

В плейстоцене наибольшая ширина (БМС), как мы уже отмечали ранее, оценивается по-разному, в зависимости от того, что принимается за южную границу Берингии. По мнению ряда авторов, в том числе и нашему, южная граница Берингии проходила по Командоро-Алеутской гряде (Линдберг, 1970, 1972). Большая часть исследователей полагают, что южный берег Берингии располагался вдоль северного края глубоководной Алеутской впадины. Но если мы еще раз посмотрим на рис. 32, то отметим, что современная батиметрия на севере Тихоокеана очень плохо согласуется с представлением о Командоро-Алеутской гряде как южной окраине Берингии, так как глубины в Алеутской впадине превышают 1 тыс. м. Но она плохо увязывается и с мобилистскими представлениями все из-за той же впадины. Однако если исходить из допущения, что южная окраина Берингии проходила по северному краю Алеутской глубоководной впадины, то приведенное представление о природной

зональности в первой половине позднего плиоцена может не пострадать, поскольку протяженность Берингии с юга на север остается порядка 1 тыс. км в современных физико-географических понятиях. Поэтому существование степи и лесостепи в срединных частях Берингии, огражденных с юга и севера полосами тайги, и в этом случае представляется в высшей степени спорным.

Северная граница БМС многими авторами и нами проводится по внешней окраине шельфа Чукотского моря, т.е. около 500 км севернее о-ва Врангеля (см. рис. 1). На шельфе Чукотского моря выделяются три крупных подразделения: наклонная равнина внутреннего шельфа, плоская равнина центрального шельфа и пологонаклонная ступенчатая равнина внешнего шельфа (Жиндарев и др., 1981). Ступени-террасы внешнего шельфа, очевидно, являются свидетельством вертикальных колебаний уровня моря в период максимального осушения шельфа.

Многие исследователи считают, что границы Берингии в пределах неоднократно осушавшегося шельфа были весьма условны: западная – от устья Колымы на север, восточная – от устья Маккензи на север. Их более южное продолжение не обсуждалось или границы проводились на карте чисто формально. Мы их определили (см. рис. 1) так же.

Представления о положении береговой линии в позднем плейстоцене весьма существенно различаются. С биогеографической точки зрения важно также отметить раннеголоценовую сухопутную связь о-ва Врангеля с материком и затопленную долину р. Кобук.

Берингия появлялась и исчезала постепенно. Если уровень моря не опускался ниже 50 м, то соединение материков было узким, хотя осушались огромные пространства шельфов. Лишь в том случае, если уровень моря опускался на 200 м, ширина БМС достигала 1,5 тыс. км и на мосту, несомненно, существовала зональность природных условий. Однако точных данных о подобном опускании уровня моря в этом регионе не имеется.

Существует много свидетельств, что БМС являлся миграционным трактом для переселения растений и животных с одного материка на другой. Не все эти свидетельства признаны равноценными. А.А. Кишинский (1979), вслед за Л.А. Портенко (1939, 1970, 1972), пришел к выводу, что орнитогеографические данные не могут быть достаточно надежными для суждения о количестве и сроках сухопутных берингийских соединений в прошлом и о самом существовании этих соединений. Отдельные фитогеографические данные также не свидетельствуют безоговорочно о существовании БМС. В основном они касаются американских видов растений на Чукотке, семена которых легко переносятся ветром на большие расстояния. Надо заметить, что таких растений очень мало и семена американских растений на Чукотке, как правило, не обладают приспособлениями для дальнего переноса.

Максимальное оледенение в среднем плейстоцене, признаваемое многими авторами (Обручев, 1939; Колосов, 1947; Сакс, 1948; Петров, 1965; Hopkins, 1972) в соответствии с концепцией гляциоизостазии должно было обусловить и максимальную ширину БМС в плейстоцене. По мнению В.Н. Сакса (1948, 1953), максимальное оледенение на Чукотке было практически покровным, однако нижняя половина бассейна Анадыря покрывалась льдами лишь отчасти, но была ими изолирована. Иной точки зрения придерживался А.П. Васьковский (1970), считавший, что именно Анадырская низменность была скрыта льдами полностью, тогда как в горах существовали лишь долинные и каровые ледники. Согласно взглядам О.М. Петрова (1965), которые он отстаивал и позднее и которые были поддержаны авторами "Новейших отложений..." (1980), максимальное среднеплейстоценовое оледенение совпадало с трансгрессией. Это резко противоречит данным палеозоологов, согласно которым в это время происходили миграции животных из Азии на Аляску. А.С. Репеннинг (Repenning, 1967) назвал Аляску иллинойского времени "биогеографическим придатком Сибири". Д. Хопкинс (Hopkins, 1972) показывает на Чукотке сплошной ледовый покров в иллинойское время (см. рис. 22), и, по-видимому, это – наиболее правильная точка

зрения. Она выдвигалась геологами еще в 30-х годах (см., напр.: Обручев, 1939), но затем была поставлена под сомнение. В настоящее время это мнение подтверждается данными геоморфологии, но особенно морской геологии. Показано, что прибрежные части шельфов покрыты ледниковыми отложениями (Каплин, 1959, 1971; Ионин и др., 1960; Каплин и др., 1968).

О.М. Петров (1965; Petrov, 1967) обосновывает свою концепцию о совпадении оледенения и трансгрессии в среднем плейстоцене наличием ледниково-морских отложений, в частности в заливе Св. Лаврентия. Однако еще в 30-х годах геолог И.Е. Исаков отметил, что морские отложения в этом заливе прислонены к морене (Колосов, 1947). Кроме того, как уже говорилось, такие отложения могут образовываться в результате последовательных оледенений и трансгрессии, что хорошо прослеживается именно на Чукотке. Поэтому нам кажется, что правы те геологи, которые не разделяют взгляд о совпадении оледенений и трансгрессий (Колосов, 1947). Известные палеогеографы Ю.П. Баранова и С.Ф. Бискэ (1964) по этому поводу писали: "Менее достоверной представляется обоснованность смешанного гляциально-морского генезиса встречающихся среди морских отложений валунных суглинков, супесей и глин", как это понимается О.М. Петровым (1960), в отличие от В.Н. Никитина (1979), выделяющего, по-видимому, вполне обоснованно только морские среднечетвертичные отложения". И далее: "В целом идея одновременности оледенений и морских трансгрессий не получает подтверждения при исследовании древних береговых линий и четвертичных отложений на суше и в морях".

Таким образом, более правильны представления в изложении Д. Хопкинса (1973, 1976; Hopkins, 1972), согласно которым среднеплейстоценовое оледенение предшествовало трансгрессии. В это время существовал наиболее обширный мост суши, связывавший Чукотку и Аляску, на которой довольно далеко выступали края ледового покрова (см. рис. 22). В Чаплинской подводной долине имеется две генерации морен, что свидетельствует о распространении оледенения за пределы современной суши в средне- и позднеплейстоценовое время. Отмечено также, что в процессе развития ось Чаплинской долины испытывала направленное смещение к западу (Возовик и др., 1979).

Затопленные морены на берингоморском побережье Чукотки нередко смещены по разломам (Дунаев и др., 1979). Это говорит о более молодом возрасте разломов и о горизонтальных смещениях участков относительно друг друга. Горячие источники на востоке Чукотского полуострова приурочены к активным разломам, многие из которых продолжают на шельфе (Дунаев и др., 1979). Согласно этим же исследованиям, тектоническая активность на Чукотском полуострове связана с землетрясениями до 5 баллов. Морены ранне- и среднеплейстоценовых материковых оледенений обнаружены в центре северо-восточной части Берингова моря (Nelson, 1982). Следует отметить, это – одно из немногих указаний на оледенение в раннем плейстоцене в районе Берингова пролива. Надежных свидетельств об оледенении в это время на Северо-Востоке Азии не имеется.

Значительная часть прибрежной равнины Юкона покрыта ранневисконсинской мореной. Небольшая часть района подвергалась воздействию поздневисконсинского оледенения. Под молодыми моренами залегают более древние морены, а также аллювиальные, озерные и дельтовые отложения, возраст которых предположительно сангамонский и иллинойский (Rampton, 1982). Автор указывает также, что климатические условия во время поздневисконсинского максимума были относительно холодными и сухими. Потепление произошло 10–90 тыс. лет назад. Тем не менее, по мнению V. Rampton, бореальные леса, лесотундра и кустарничковая тундра существовали на прибрежной равнине Юкона в позднем плейстоцене.

Пески, покрывающие местами шельф, представляют собой зандры, т.е. отложились в результате их выноса при таянии льдов на окружающих Берингов пролив горах. На шельфе Берингова моря близ Аляски установлено, что песчаные волны мигрируют в условиях открытого мелководного шельфа в результате взаимодействия

сильных (до 20–30 см/с) однонаправленных океанических течений и мощных штормов. Даже на протяжении относительно спокойного в волновом отношении периода наблюдений отмечалось заметное движение песчаных волн. Об их перемещении свидетельствует также активная моделировка этими формами эрозионных борозд, оставленных в донных осадках плавучим льдом (Field et al., 1981).

Позднеплейстоценовые трансгрессивные отложения в бассейне Чирикова образованы песком и гравием (менее 1 м). В заливе Нортон позднеплейстоценовые отложения представлены илами с прослоями торфа, перекрытыми морским песчаным илом; выше залегает биогенный ил – аллювий р. Юкон (Nelson, 1982). По-видимому, илы с прослоями торфа являются субаэральными отложениями, так как под водой торф не образуется. Время их формирования, вероятно, падает на ранний голоцен, когда происходило потепление климата. Об этом говорит и тот факт, что устье Юкона находилось в другом месте еще сравнительно недавно. Дельта Юкона мигрировала из района мыса Романцова в южную часть залива Нортон, где оказалась около 2,5 тыс. лет назад (Nelson, 1982).

Эхолотирование позволило обнаружить на эпиконтинентальном шельфе Берингова моря (залив Нортон) множество небольших кратеров диаметром от 1 до 10 м, глубиной менее 1 м. Максимальная плотность кратеров (центральная и восточная части залива Нортон) – 134 на 1 км разреза, или примерно 1340 на 1 км²; типичная концентрация – от 200 до 1000 на 1 км²; к периферии района концентрация кратеров в общем уменьшается (вся площадь района более 20 тыс. км²). Сглаженные формы кратеров – результат оползания рыхлых поверхностных осадков с краев к центру (как самопроизвольного, так и под действием волновых колебаний, достигающих дна). Кратеры связаны с торфяными илами и газонасыщенными осадками.

Предлагается следующее объяснение происхождения кратеров. В слое торфяных илов (более 1,5 м) вследствие разложения органических остатков образуется метан; в отсутствие штормов метан удерживается вышележащими (поверхностными) слоями голоценового ила толщиной от 1 до 3 м; циклические нагрузки от штормовых волн, нарушая прочность слоя голоценового ила, создают условия для выхода газовых пузырей, при выходе пузырей и образуются кратеры. Геологические, геофизические и геохимические особенности района подтверждают эту гипотезу. Образование кратеров продолжается здесь и в настоящее время (Nelson et al., 1979), что говорит о значительном накоплении органики на дне залива Нортон, когда он был осушен. В какой-то мере это является свидетельством суровых условий на осушенном шельфе, так как разложение органики шло очень медленно и она накапливалась, как это происходило и в некоторых современных тундрах, например кочкарных. Следует отметить, что подобные образования неизвестны на шельфе близ чукотских берегов.

На поверхности шельфа в районе Порт Кларенс (Аляска) прослеживается система крупных песчаных гряд (высота 10–15 м, длина – 15–30 км, ширина 3–7 км), которые рассматриваются как реликтовые береговые формы, располагающиеся на песчаных илах с пресноводными торфами верхнеплейстоценового возраста (15–40 тыс. лет по ¹⁴C) (Field et al., 1981). Гряды отмечают этапы трансгрессии в начале голоцена затопившей БМС.

В самом Беринговом проливе обнаружены озерные отложения и сделан вывод о том, что в период последнего оледенения на месте пролива существовало озеро (Hopkins, 1972).

Все приведенные данные свидетельствуют о том, что на БМС не было сплошного ледового покрова. Однако в последние годы сделана попытка пересмотра представлений о незначительном распространении льдов на БМС. Была предложена гипотеза (Гросвальд, Возовик, 1982), согласно которой в ледниковые эпохи Северная Пацифика становилась аналогом Северной Атлантики, а Берингово море – аналогом Норвежско-Гренландского. Адвекция теплых вод в Берингово море прекращалась, тепловой баланс моря становился отрицательным, формировался мощный плавучий Берингов ледник-шельф. При глобальных похолоданиях плейстоцена в южной части

Берингии возникал ледниковый покров, состоящий из ледника-шельфа (1,25 млн км²) и наземных и "морских" ледников окружающей суши (1,55 млн км²). Основные площади свободной ото льда суши лежали севернее Берингова пролива и были ограничены от Пацифики тремя рядами ледяных хребтов. Это обеспечивало крайнюю сухость палеоклимата Берингии. В Берингском ледниковом покрове могло концентрироваться до 3 млн км³ льда. Его быстрый распад был способен вызывать многовековые похолодания, ощутимые во всей Северной Пацифике.

Некоторые ученые отнеслись к этой гипотезе с сочувствием (Величко, Орешкин, 1985; Серебрянный, 1985). Как и в случае с Баренцевоморским шельфовым ледником, они построили свою концепцию преимущественно на основе косвенных соображений. Отсутствие прямых доказательств такого оледенения не позволяет принять их гипотезу, тем более, что она находится в противоречии с биогеографическими данными. Об отсутствии плавучего ледника свидетельствует модель (Sancetta, 1983), предполагающая, что в позднем плейстоцене океанографический режим в значительной степени и более длительно подвергался влиянию айсбергов в Беринговом и Охотском морях и менее значительно – у берегов Северной Америки, где было гораздо меньше айсбергов. Планктонные фораминиферы, радиолярии и диатомовые указывают на интенсификацию субарктического фронта в течение висконсина; образование морского льда было приурочено к окраинам шельфа, соленость поверхностных вод уменьшалась. Уровень воды в Беринговом море понижался примерно на 100 м. В конце оледенения в районе Берингова моря выпадало меньше атмосферных осадков, сохранялись только горные ледники.

Данные по морским организмам также не говорят в пользу "ледника-шельфа" (Petrov, 1967; Jouse, 1967; и др.). Около 24 тыс. лет назад, т.е. в начале оледенения, ассоциация радиолярий близ побережья Орегона была примерно такой же, как ныне у берегов Аляски, что означает снижение температуры воды в то время приблизительно на 4° по сравнению с современной (Moore, 1974).

В плейстоцене БМС возникал, по крайней мере, трижды: один раз в среднем и дважды в позднем плейстоцене. По-видимому, мост суши существовал и в раннем плейстоцене, в период европейского минделя или немного позднее. Биогеографический анализ современной фауны полевок свидетельствует о том, что состояние Берингии на разных этапах обмена было различно: от холодно-умеренных в начале до арктических в конце, что создавало фильтр на траверсе мигрантов Голарктики (Hoffman, 1980). По данным этого автора, раннеберингийский обмен маркируют современные млекопитающие степей и кустарниковых биотопов (Lepus, Spermophilus). Более поздний обмен включает виды тайги и хвойного леса. Последующий обмен отвечает расселению видов тундры и холодной степи. Результаты, предсказанные биогеографическим анализом, подтверждаются данными палеонтологии.

В среднем плейстоцене, когда льды целиком покрывали Чукотку, миграции могли происходить лишь по северной части БМС. В муруктинский (зырянский) период возможности для миграций были шире, чем в среднем плейстоцене, и они еще более расширились в сартанский период, когда ледники на большей части Чукотки не выходили за пределы горных систем.

Бассейн Юкона во все периоды оледенений льдами не покрывался. Постепенный рост лаврентийского и кордильерского ледовых щитов оставлял обширное пространство между ними в то время, когда уже осушался БМС. Все более сужаясь, это пространство образовывало "коридор" между ледовыми щитами, по которому происходили миграции из Аляски на территорию современных США. В течение последних 100–120 тыс. лет слияние ледовых щитов с закрытием "коридора" могло происходить только на короткое время (10 тыс. лет) (Rutter, 1981). Высказывается даже точка зрения, что "коридор" вдоль подножия Скалистых гор существовал в течение всего периода позднего висконсина (Jackson, 1979; Mott, Jackson, 1982). Однако данные в ее пользу ненадежны, и, скорее всего, "коридор" закрывался (White et al., 1979).

На юге "коридора" (Южная Альберта) сначала господствовали тундры, потом в нем развились кустарниковые тундры, а затем и леса из сосны (*Pinus*), ели (*Picea*), древесной березы (*Betula*). Во время ледникового максимума (около 18 тыс. лет назад) в северной части "коридора" развивались тундровые сообщества в более сухой и холодной обстановке, чем в голоцене и ныне (Ritchie, 1980).

РАССЕЛЕНИЕ ЖИВОТНЫХ ПО ТЕРРИТОРИИ БЕРИНГИИ И СОВРЕМЕННЫЕ ВЗАИМООТНОШЕНИЯ ФАУН ПРИБЕРИНГИЙСКИХ ТЕРРИТОРИЙ (ЧУКОТКИ И АЛЯСКИ)*

В основном большинство отечественных и зарубежных ученых (Хиббард и др., 1969; Хопкинс, 1976; Шер, 1971; Хоффман 1976; Чернявский, 1976; Верещагин, 1977; Кузьмина, 1977; Кривошеев, 1988) и многие незоологи (Томирдиаро, 1978), которые только по аналогам экологии или находкам костных остатков отдельных видов реконструируют расселение животных, формируют палеофауну или, более того, палеоландшафты без привлечения материала в комплексе по палеоклимату, палеоботанике, палеогеографии, палеогеоморфологии и рассмотрения этого комплекса, допускают грубейшую ошибку. Суть ее – отсутствие при этом оценки как всего комплекса без иерархической структуры, так и спектра возможностей животных с высокой скоростью адаптироваться и расселиться в границах толерантности каждого вида при определенных условиях и соотношениях временных характеристик и скоростей эволюции, разумеется в геологическом времени. Частные примеры. Сурок обитает в различных природных зонах, от степей до горных альпинотипных форм рельефа горных стран (Железнов, 1991а,б). И вряд ли этого зверька следует относить к чисто степным видам. Другой случай. Снежные бараны Северной Азии обитают также в очень широком диапазоне горного рельефа. Местообитания их находятся в низкогорных системах или даже в холмогорье до среднегорных, сильно расчлененных горных, мощных по своим характеристикам, системах. И такие примеры многочисленны. И если "многие формы, эволюция которых шла по линии приспособления (а иначе не могло и быть. – Ю.К., Н.Ж.-Ч.) и поддержанию энергетического баланса при высокой интенсивности обмена веществ, то они обладают комплексом глубоких адаптаций (не улавливаемых обычными методами биологической морфологии), который позволяет им существовать без резко выраженных анатомических приспособлений. С другой стороны, у представителей различных видов примерно равные энергетические затраты осуществляют при различной степени развития внутренних признаков. Сопоставление этих фактов наталкивает на мысль о том, что приспособления особей, популяций, подвидов, с одной стороны, и приспособления видов – с другой, идут разными путями. В первом случае преимущественное (но не исключительное) развитие получают морфофункциональные адаптации, во втором – более глубокие приспособления, не улавливаемые обычными методами морфологических исследований" (Шварц и др., 1968. С. 322). При интерпретации событий особо следует относиться к возрасту костей видов животных, определенному тем или иным способом.

В этих случаях бывает много ошибок особенно при определении возраста костных остатков, обнаруженных в приповерхностных отложениях. К ним прибавляются ошибки определения видовой принадлежности находок костей. Так, например, считалось, что род *Alces* появился в миоцене благодаря сообщениям (Павлова, 1926; Azzaroli, 1952; Kurtén, 1968; Thenius, 1960). Ревизия этих остатков костей позволила обнаружить ошибку в этих сообщениях (Година, 1979; Heintz, Poplin, 1981). Другая ошибка вкрадывается при определении возраста, например обнаруженных на поверхности, но не в отложениях, зубов мамонтов. Дело в том, что зуб, лежащий на открытой поверхности, более интенсивно подвергается атмосферному воздействию, отчего

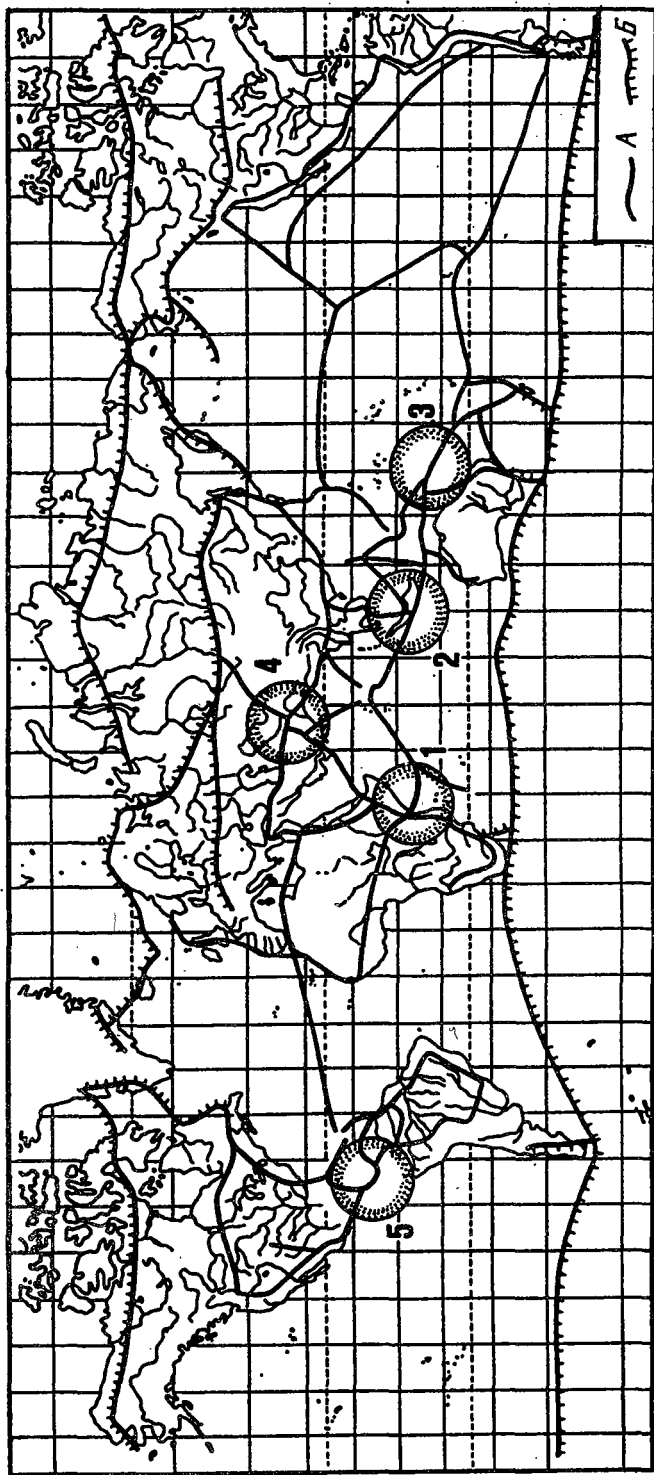
* *Примечание.* Ю.П. Кожевников имеет иную точку зрения по рассматриваемым в данном разделе вопросам.

он быстрее разрушается и, по мнению ряда геологов, происходит омолаживание возраста этих находок. В дальнейшем на основе неточных данных на несколько тысячелетий приближается то или иное событие. Так, А.М. Листер (Lister, 1993), С.Л. Вартанян и др. (Vartanyan et al., 1993) сообщили о возрасте в пределах 4060–3960 тыс. лет (наименьший возраст) зубов мамонтов, найденных на о-ве Врангеля. Они лежали на поверхности, а некоторые на склонах и в поймах небольших рек, причем не глубоко. В своих статьях упомянутые авторы общепризнанный срок вымирания мамонтов с 12–10 тыс. лет назад снизили до 7–4 тыс. лет, продлив, таким образом, мамонтовую эпоху на 3–6 тыс. лет и на столько же приблизив ее к современности. Однако известно, что за счет сжигания человечеством за последние 100 лет больших количеств неактивного углерода, а также испытаний ядерного оружия концентрация ^{14}C в атмосфере изменилась (Арсланов, 1973). Особенно это может касаться Севера, где эти процессы протекали весьма интенсивно, существенно влияя на определение возраста костных находок и особенно открытых. Поэтому к сообщениям (Lister, 1993; Vartanyan et al., 1993) о возрасте находок остатков мамонтов в пределах 4010 ± 50 – 12980 ± 80 лет на о-ве Врангеля следует относиться с осторожностью. Вообще условия захоронения тех или иных видов животных могли быть различными (Кожевников, 1983а) для разных природных палеозон.

Во многих работах, касающихся перемещения или расселения животных через БМС, большинство исследователей (Шер, 1971. С. 131; 1976. С. 239; Воронцов, Ляпунова, 1976. С. 337; Кальке, 1976. С. 263; Контримавичус, 1976. С. 376; Хоффман, 1976. С. 361; Кожамкулова, 1981. С. 121; Кундышев, Верховская, 1986. С. 204; Бибиков, 1989. С. 17; и др.) называют это "миграции". Вкладывая в него определенное понятие, авторы рассуждают о фаунистических комплексах, фаунах или некоторых популяциях и видах. Однако в подобных случаях следует понимать не всю фауну, а лишь ее компоненты – группу животных, и не вида, а отдельную особь популяции. При этом в начале расселения популяции изменения ее ареала может не происходить, особенно в случае перемещения особей лишь из одного местообитания в другое, близкое вне ареала к первому, которое животные позднее осваивают, а затем и остаются там.

Другой случай, когда животные из-за недостатка корма или каких-то иных причин сезонно перемещаются в более благоприятные местообитания, где они временно находятся до возможного возвращения. Здесь имеется принципиальная разница между перемещением группы животных в новые местообитания, освоением их, захватом новых территорий для дальнейшего там существования и миграциями животных. Под последними понимаются сезонные перекочевки в другие местообитания, например современные миграции диких северных оленей на Таймыре, в Якутии или на Чукотке. Миграции как бы перемещают ареал этих животных, расширяют его через маргинальные границы, отодвигая их. Именно поэтому, разделяя понятие "миграции", в своих рассуждениях мы будем пользоваться наиболее приемлемым для нашего случая термином "расселение" ("перемещение"). Но для удобства изложения сути процесса расширения ареала, особенно тех животных, которые на территории обитали сначала в западной части Берингии, а потом переместились через БМС и исчезли, целесообразно пользоваться понятием "прохорез", впервые примененным Г. и Ж. Термье (Termier, Termier, 1956). Для млекопитающих, расселяющихся на территории Берингии и через БМС, это как раз отвечает сути процесса.

С одной стороны, понятие "прохорез" означает направление путей перемещения животных, расселение их или расширение пути их движения, с другой – возможность оценивать скорость, их преграды. Расселение тех или иных видов животных по территории Берингии изначально связано с центрами или областями их происхождения. Правда, имеется ряд серьезных, критических оценок такой точки зрения (Croizat et al., 1974; Platnick, Nelson, 1978; Rozen, 1978). Л. Круза (Croizat, 1958) предложил вместо центров происхождения и видообразования оперировать так называемыми главными узлами взаимоотношений таксонов растений и животных, контролирующими направление важных трасс их расселения в межконтинентальном



Р и с. 49. Главные пути расселения животных и растений

А — пути расселения; Б — границы следов расселения; слева — к Атлантике (Новый Свет), справа — к Тихому океану; 1-5 — узлы контроля взаимоотношений и направления расселения биоты в межконтинентальном масштабе (по: Croizat, 1958)

масштабе (Нельсон, 1988) (рис. 49) в соответствии с тектонической структурой Земли. Л. Круаза рассматривает материки как зоны тектонической конвергенции. В целом это отвечает характеру геологических событий. Особенно это доказательно на примере Берингии, где главные узлы 2, 3 и 4 (см. рис. 49) контролировали направление важнейших трасс расселения всей биоты и где многие события совпадают и хорошо увязываются с тектоническими процессами и дрейфом континентов.

Каждый из этих узлов контролировал свой состав биоты растений и животных. Например, узел 3 контролировал расселение из Австралии, а узел 4 из Азии, что в общем совпадает со многими фактами расселения большинства животных. Но Австралия, как главный материк, стала оторванной от Южной Америки лишь в третичный период, согласно дрейфу континентов и теории А. Вегенера (Wegener, 1915). Здесь имеет место некоторое несходство определенных событий геологической летописи. Кроме того, возраст таксонов как растений, так и животных в этом варианте должен по крайней мере быть равным, что весьма маловероятно. Более того, начало дифференцирования таксонов и растений должно совпадать с началом крупных тектонических событий. Теория и схема Л. Круаза имеет свои плюсы и минусы.

Именно поэтому, говоря о расселении животных Берингии, реконструкция прохоров должна соответствовать палеоклиматическим, палеогеографическим представлениям природной обстановки с учетом всех протекающих в прошлом процессов, в том числе и тектонических. Х.Д. Кальке (1976), рассуждая о южной границе Берингии, пишет: "Южная граница распространения позднеплейстоценового Европейско-Сибирского фаунистического комплекса в Восточной Азии интересна не только с точки зрения биостратиграфической корреляции. С этой границей также тесно связана проблема миграций млекопитающих через позднеплейстоценовый Татарский мост, соединяющий материк Азии с Сахалином, Хоккайдо и другими" (с. 263).

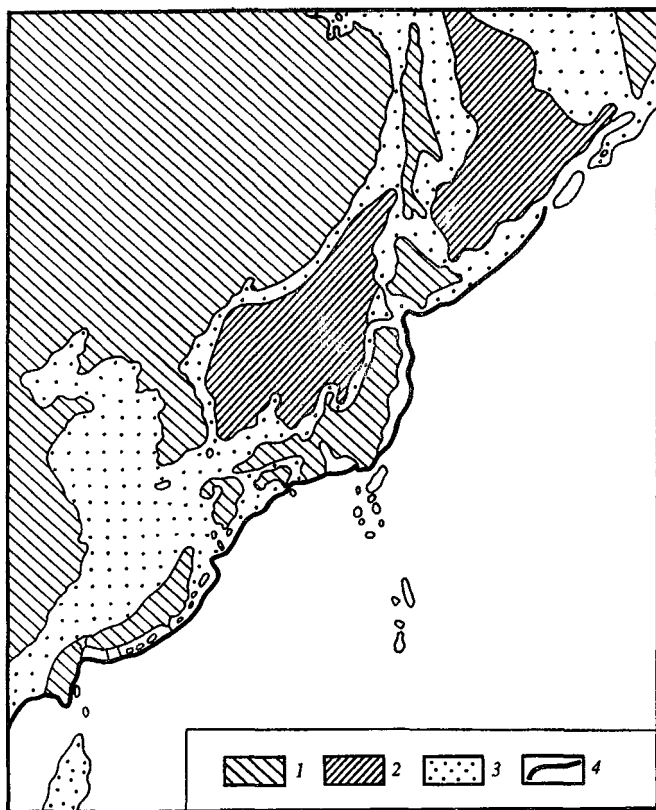
Но здесь следует сделать уточнение. Татарский пролив не всегда весь закрывался, поскольку глубины его в южной части были больше 200 м, а уровень поднятия дна моря не превышал 200 м. Материк в первую очередь был связан с островом не через Татарский пролив, который глубже и южнее, а через пролив Невельского, что напротив Амурского залива. И только при большой регрессии моря Татарский пролив осушался и возникал Татарский мост суши (рис. 50). Пролит Невельского в периоды верхнего плиоцена до голоцена неоднократно мог закрываться с образованием суши (Гальцев-Безюк, 1964, 1968, 1972; Юнов, Тихомиров, 1968; Кононов, 1970).

Что же касается Берингова пролива и моря, то факт неоднократного опускания и поднятия дна его совсем недавно доказан Х.М. Саидовой (1960, 1965) на основании распределения донных фораминифер Берингова моря. Следовательно, с этим можно связывать появление и исчезновение БМС. Наиболее сильное поднятие дна Берингова моря относится к рисской эпохе (средний плейстоцен), глубины материковых отмелей достигали в среднем 200-метровых отметок. Позднее вторично произошло поднятие, приходящееся на вюрм (начало и середине позднего плейстоцена), но с предшествовавшим этому событию новым опусканием дна Берингова моря в период рисса-вюрма (что соответствует переходному периоду от среднего к позднему плейстоцену), не достигнувшему, однако, первоначальных отметок.

Опускание дна Берингова моря снова произошло в раннем голоцене. Продолжается оно и в настоящее время.

Таким образом, по данным исследований Х.М. Саидовой (1960, 1961) возраста фораминифер, можно восстановить картину существования БМС в плейстоцене. Первое появление БМС относится к середине среднего плейстоцена; второе поднятие произошло в начале и середине позднего плейстоцена с перерывом 110–105 тыс. лет назад, но высота поднятия была значительно меньше, и БМС мог выглядеть лишь узким прохорезом, через который животные расселялись и осваивали территорию восточной части Берингии.

П. Вэйл и др. (Vail et al., 1977) также считают, что одна из крупных регрессий приходилась на начало плейстоцена, когда повсеместно обнажался материковый



Р и с. 50. Очертания суши Восточной Азии на границе третичного и четвертичного периодов (по: Лебедев, 1968)

1 – современная суша (континент и острова); 2 – внутренние бассейны начала четвертичного периода на месте наиболее глубоких частей современных окраинных морей; 3 – равнинные участки дна современных окраинных морей, являвшиеся в начале четвертичного периода частью суши; 4 – граница суши в начале четвертичного периода

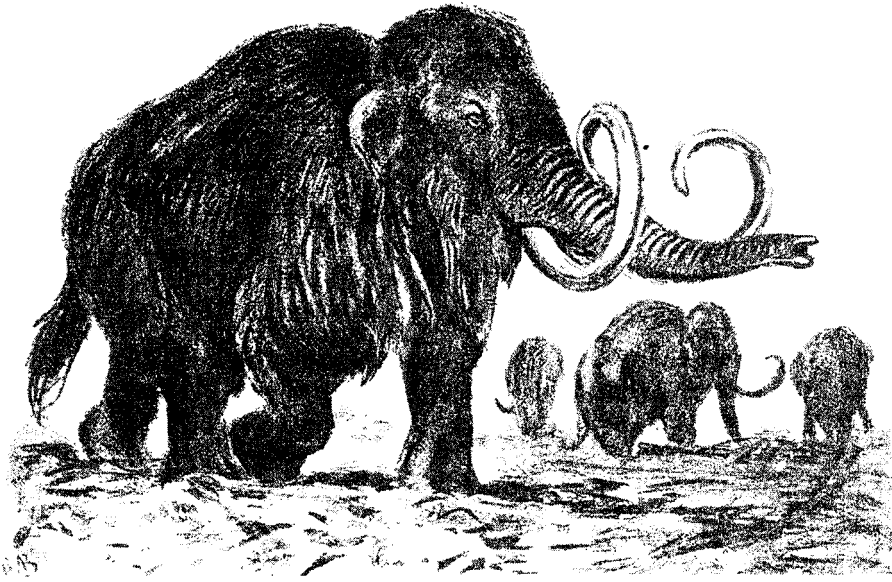
шельф, в том числе и БМС. Эти авторы полагают, что регрессия такого плана развивалась быстро (за короткое геологическое время), а трансгрессии, наоборот, очень медленно. Таким образом, можно заключить, что существование БМС было более длительным, чем открытый Берингов пролив. По мнению П. Вэйла и др., (Vail et al., 1977), крупное

эвстатическое колебание уровня Мирового океана приходилось и на поздний олигоцен.

Относительно числа волн млекопитающих на территории Берингии за весь период ее существования единых точек зрения нет, равно как и нет общего мнения о перемещении животных из Евразии в Северную Америку и обратно (Куренцов, 1963, 1973; Старобогатов, 1970; Шер, 1971, 1976; Линдберг, 1972; Флеров, 1977; Romer, 1933; Colbert, 1937; Simpson, 1947; Hopkins, 1959; Воронцов, Ляпунова, 1976; Чернявский, 1976; Верховская, 1986б). Как мы уже отмечали ранее, к началу плейстоцена на территории сформировался особый тип фауны. Кроме грызунов, насекомоядных и зайцеобразных, сюда входили носороги, лошади, многие хищные (волк, пещерный лев, медведи). Этот тип относили к бореальному комплексу, разделяя его на многие подкомплексы, в том числе и мамонтовый (Мекаев, 1987). Этот автор разделяет мамонтовый комплекс в период его разрушения на ряд новых фаунистических комплексов: арктический, бореально-пацифический, евро-сибирско-канадский с двумя подкомплексами: таежным и лесостепным.

Наше сопоставление данных по возрасту костей из отложений в разных географических точках полностью воссоздает общую картину начала формирования этого фаунистического комплекса на ранних его стадиях по принципу сходимости фактов. При этом выявляется некоторое расхождение с данными Ю.А. Мекаева, которое изложим позднее. Процессы вымирания мамонтовой фауны, происходившие на рубеже плейстоцена и голоцена, где-то 13–8 тыс. лет назад, будут описаны ниже.

Прежде чем приступить к рассмотрению начала формирования этого комплекса, путей расселения животных по Берингии и территории современной Северной Америки, т.е. в восточную часть Берингии и обратно, в западную часть (ныне Северная Азия), охарактеризуем состав отрядов. В основном к раннему плейстоцену фауна млекопитающих Берингии была представлена семью отрядами (здесь и далее



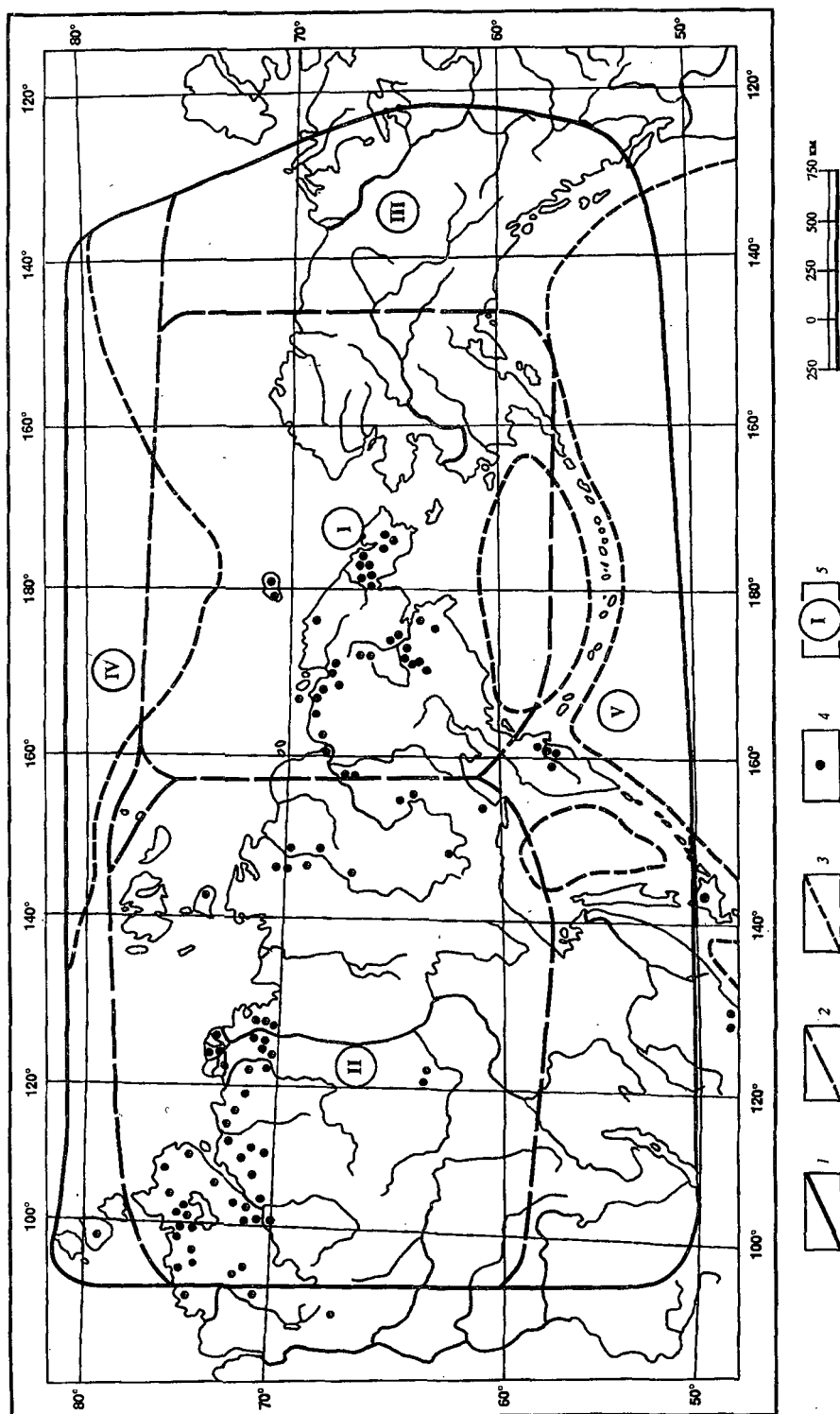
Р и с. 51. Берингский мамонт (*Mammuthus primigenius* Bl.) (рис. В.А. Ватагина)

только по находкам): насекомоядные (Insectivora) – 1 вид; зайцеобразные (Lagomorpha) – 2 вида; грызуны (Rodentia) – 8 видов; хищные (Carnivora) – 3 вида; хоботные (Proboscidea) – 1 вид; непарнопалые (Perissodactyla) – 2 вида и парнопалые (Artiodactyla) – 8 видов. Всего в фауне раннего плейстоцена было около 24 видов.

Отметим, что наиболее многочисленный отряд составляли соответствующие виды из парнокопытных, грызунов, меньше из хищников, представляя в целом особый фаунистический комплекс, связанный в основном с растительностью. По характерному составу видов в отрядах и особенностям их экологии можно предположить, что это была фауна млекопитающих с присущими ей чертами либо лесной, либо лесотундровой. Совсем мало видов из насекомоядных (1 вид) и хоботных (Proboscidea), к которым относились из этого отряда южные слоны (*Archidiskodon meridionalis* N.). В Берингии были распространены широко. Их остатки найдены на Новосибирских островах, Новой Земле, островах Юго-Восточной Азии (Алексеева, 1980). Однако самих находок костных остатков на территории западной части Берингии, кроме недостаточно точно идентифицированных А.В. Шером (1971), в составе фауны олёрской свиты не найдено. Других находок, ближе к северу, пока не найдено.

Слоны появились в конце среднего плиоцена и в конце виллафранка были распространены в зоне теплых широт. В Казахстане, как ближайшей территории к Берингии, они появились в конце верхнего плиоцена, найдены в составе хоргосской фауны, которая, по мнению Б.С. Кожамкуловой (1981), сопоставима с фауной конца виллафранка. По-видимому, это самая северо-восточная граница ареала этого слона (по крайней мере по находкам в настоящее время), хотя в олёрской фауне (Шер, 1971) найдены остатки другого слона мелкой формы (*Archidiskodon* aut *Mammuthus* sp.). Согласно Х.П. Осборну (Osborn, 1942), примерно в среднем плиоцене слоны появились и в Америке, переселившись из Африки сначала в Южную Европу и Юго-Восточную Азию.

Следующий крупный вид из плейстоценовых животных отряда хоботных и семейства слоновых – это мамонт (*Mammuthus primigenius* Bl.). На территории Берингии и Северной Америки он обитал почти повсеместно, в том числе на островах Северного Ледовитого океана: Новосибирских, Новой Земле, Врангеля, куда они



Р и с. 52. Места находок (4) костных остатков мамонтов и их трупов на территории азиатской части Берингии и ее мегаблоков
Остальные условные обозначения те же, что и на рис. 1

проникли в период их соединения с материковой сушей, и др. В Берингии это были самые крупные животные (рис. 51). Говоря об о-ве Врангеля, сделаем некоторое отступление и кратко коснемся его истории и эволюции.

Окончательное отделение этого уникального острова от материка относится к раннеголоценовому времени, периоду перестройки плейстоценовых ландшафтов и формированию ландшафтов современного типа (Велижанин, 1976, 1983), хотя в деталях они могли и различаться. Д.М. Хопкинс (Hopkins, 1959) относит отделение острова к концу плейстоцена. Его флора и фауна формировались под влиянием процессов, неразрывно связанных с таковыми на всей территории Берингии, ее западной и восточной частях. Формирование биоты острова, как, впрочем, и в целом Берингии, было непрерывным; в определенные периоды плейстоцена в ее составе появлялись новые формы, усложнявшие структуру.

Подобные процессы происходят и сегодня, вопрос лишь в оценке их масштаба и глубины. Хотя, как мы уже не раз отмечали, мамонты были обычным видом для этой территории, тем не менее ряда видов на острове не оказалось, и сегодня нет никаких признаков их обитания. Касается это бореальных видов *Mustela erminea* L., *Lepus timidus*, *Martes zibellina* L., *Mustela nivalis* L. По-видимому, в соответствующий период они при расселении не успели достичь этой территории. Другое предположение – они ее достигли, но в силу каких-то причин исчезли; тем не менее остров насыщен эндемиками разного таксономического ранга. Особенно ярко эндемизм выражен во флоре острова, которой мы уже касались. Среди птиц обитают *Plectrophenax nivalis wlasovae* Port., *Cerphus glyce tajan* Port (Придатко, 1984). Однако из животного населения острова очень много видов с палеарктическими ареалами. Среди насекомых острова они составляют 45% всей энтомофауны. Недавно обнаружен на острове нигде ранее не зарегистрированный в Азии новый вид североамериканского рода *Para bagrovia* (Стишов и др., 1986). Из птиц три вида американского генезиса – *Grus canadensis* L., *Tryngites subruficollis* (Vieill.), *Calibris bairdi* (Coues) – на острове обычны. Индекс производительности авифауны острова с материковыми составляет по Восточной Чукотке, 35%, а с северными областями Аляски, по расчетам вышеназванных авторов, – 100%. По мнению М.С. Стишова и др. (1986), основу птичьего населения острова составляют древние плиоцен-плейстоценовые виды, формирование которых происходило еще в верхнетретичное время.

В целом история авифауны острова представляла собой непрерывную цепь событий, сопровождавших в плейстоцене известные перестройки в ландшафтах и его структурных составляющих, неразрывно связанных с Берингией. Биоту острова тогда дополняли мамонты. Последние находки их костей на о-ве Врангеля датируют их исчезновение 4060 лет назад (Vartanyan et al., 1993; Lister, 1993). Кости или целые туши животного были обнаружены в Якутии, Магаданской области, на Камчатке (рис. 52). Возраст таких остатков на территории Берингии указан в табл. 6.

Данные свидетельствуют, что это были крупные животные (Алексеева, 1980). Зубы с осмотренных остатков челюсти мамонта, найденных на о-ве Врангеля, дополняют эти выводы. Один из авторов книги (Н.К. Железнов-Чукотский) лично находил остатки костей и бивни мамонта на Чукотке в размытой береговой террасе близ Дионисия, в бассейнах рек Майн, Амгуэмы, Танюера, в других береговых террасах. Геологи из Чаунской геолого-разведочной экспедиции передали авторам многочисленные сведения (в письменной форме) о находках остатков мамонтов, в основном бивней, на территории Западной Чукотки (Чаунский район). Это низовья р. Раучуа – правый и левый борта долины в береговых обрывах; отложения третьей надпойменной террасы 20-метрового уровня; приустьевая часть р. Вернитакайвеем и р. Эргувеем – левые притоки р. Раучуа; отложения третьей надпойменной террасы 20–25-метрового уровня. В отложениях второй и третьей надпойменных террас р. Раучуа, по всей долине, и в долине р. Перевальная (приток р. Ольвегыргываам) в отложениях второй надпойменной террасы обнаружены бивни. Но п-ове Кыттык (Карчик), между устьями рек Раквазан и Козьмина, они найдены в морских обрывах,

Датированные находки остатков мамонтов на севере Азии*

№ п/п	Местоположение находок	Характер местонахождения	Материал датирования	Возраст, лет
ВОСТОЧНАЯ СИБИРЬ				
1.	Река Большая Балахня	—	Кость	13580–13100
		—	Кость	32200–31800
		—	Бивень	37300–36300
		—	Бивень	39100–37700
		—	Кость	40100–38100
		—	Кость	39900–38500
		—	Кость	41200–40000
		—	Бивень	49500–46300
		—	Бивень	Более 49500
		—	Кость	16430–16230
2.	Река Логата	—	Кость	27500–27100
		—	Кость	35500–34500
		—	Бивень	36700–35700
		—	Бивень	39500–38300
		—	Бивень	40800–39600
3.	Река Бедербо-Тарида	—	Кость	39100–37900
		—	Зуб	39000–38000
		—	Кость	40400–39200
		—	Кость	42200–40200
		—	Бивень	Более 52700
4.	Река Северная	—	Кость	12380–12140
		—	Кость	12510–12390
		—	Кость	32200–31300
5.	Река Хатанга	Скелет	Бивень	39500–36500
		—	Кость	Более 53170
6.	Река Улах-Юрях, бас. р. Хатанги	—	Бивень	14850–14750
7.	Река Хета	—	Кость	46000–44000
8.	Река Бикуда	—	Кость	12860–12700
9.	Река Гуля	Отдельные кости	Бивень	27400–26000
10.	Река Маймеча	—	Бивень	50800–48600
11.	Река Моховая, бас. р. Пясины	Скелет с остатками кожи и шерсти	Кожа, жир, сухожи- лия	41250–32650 38500–33100
12.	Река Кубалах	Кости на берегу	Бивень	27800–27200
13.	Река Нганасанская	—	Кость	10750–10610
14.	Река Нему-Дика-Тарида	Отдельные кости в осыпи	Бивень	39200–38400
15.	Река Пясины	Труп мамонта в толще	Ткани	25650–24550
16.	Низовья р. Таймыры	Кладбище мамонтов	Бивень Зуб	9730–9610 9910–9810
17.	Река Нижняя Таймыра	—	Кость	10400–10200
18.	Река Траутфеттер	—	Бивень	40100–37500
19.	Река Шренк	—	Бивень	29400–28200
20.	Река Мамонтовая, ле- вый приток р. Шренк	Труп мамонта самца на берегу	Кожа, жир	11700–11200
21.	Озеро Энгельгардт	—	Зуб	10200–10000
		—	Кость	41300–39700
22.	Мыс Саблера	—	Кость	24200–23400
23.	Озеро Таймыр, залив Байкура-Неру	—	Зуб	11320–10950
		—	Бивень	Больше 33000
		—	Кость	39800–38800
		—	Кость	44500–42500

Т а б л и ц а 6 (продолжение)

№ п/п	Местоположение находок	Характер местонахождения	Материал датирования	Возраст, лет
		—	Кость	47300–41900
		—	Бивень	Более 45500
24.	Озеро Таймыр, п-ов Баскура	—	Кость	12180–12020
		—	Кость	25400–24400
25.	Озеро Таймыр, п-ов Ма- туда	—	Бивень	29800–29200
		—	Кость	32500–31500
26.	Озеро Таймыр, мыс Гофмана	—	Кость	42800–38800
27.	Озеро Шайтан	Кости на берегу	Бивень	43400–39400
28.	Река Дудыпта	Кости в разрезе, глубина 2,5 м	Бивень	20500–20300
29.	Река Массонов	Кости на берегу	Бивень	43600–42000
30.	Остров Котельный, р. Балыктах	Скопления костей в раз- резе	Бивни	15520–15320 20100–19880 29210–28830
31.	Архипелаг Северная Земля	Отдельные кости	Бивень Зуб Бивень	11560–11440 20080–19860 19570–18970
32.	Остров Большой Ля- ховский	Скелет со шкурой в едоме	Шкура	33000–31200
33.	Побережье моря Лапте- вых	—	Кость	25900–24700
		—	Кость	27800–27200
		—	Кость	35900–35300
		—	Кость	40400–38400
34.	Озеро Чайдахтар, побе- режья моря Лаптевых	Отдельные кости в раз- резе	Бивень	29800–29000
35.	Река Суалема, побе- режье моря Лаптевых	—	Кость	32200–31600
36.	Река Попигай (Анабар)	—	Зуб	22200–21800
		—	Бивень	32700–31900
37.	Река Анабарка, приток р. Попигай	—	Бивень	29200–28600
		—	Зуб	37100–36100
		—	Зуб	40700–39900
		—	Бивень	42700–41100
		—	Зуб	Более 50000
38.	Река Семириская, при- ток р. Попигай	—	Зуб	37500–36500
39.	Анабарский залив	—	Зуб	40600–39600
40.	Река Бур, бас. р. Оленек	—	Бивень	18800–18560
41.	Река Амыдай, бас. р. Оленек	—	Бивень	18800–18600
		—	Бивень	43600–42800
		—	Бивень	46700–44300
42.	Река Некю, бас. р. Оле- нек	—	Бивень	Более 49500
43.	Река Лена, бассейн	—	Бивень	14390–14290
		—	Бивень	51700–49100
44.	Река Лена, низовья	—	Зуб	17860–17700
		—	Зуб	21570–20950
		—	Кость	Более 50000
45.	Устье реки Лены, п-ов Быковский	Скопление костей в раз- резе	Запястье	21870–21390
46.	Река Тюннг, бас. реки Лены	—	Кость	23300–2290
		—	Кость	30100–29100
47.	Пос. Чекуровка, ни- зовье р. Лены, левый берег	Труп мамонта позднего типа в 20-метровой тер- расе	Шерсть	27700–24500

№ п/п	Местоположение находок	Характер местонахождения	Материал датирования	Возраст, лет
48.	Протока Быковская, восточная часть дельты р. Лены	Труп мамонта на берегу	Кожа Жир	36950–31950 37000–34600
49.	Река Шандрин, приток р. Индигирки	Скелет мамонта с внут- ренностями в разрезе	Содержимое желудка Серозная ткань	32700–31700 36870–36030
		—	Мягкие ткани	43050–40450
50.	Река Аччыгый- Аллаиха, басс. р. Индигирки	—	Кость	12650–12490
		—	Кость	47100–45100
51.	Река Березовка, Якутия	Труп мамонта	Кровь, жир	34250–29250 47500–40500
52.	Река Берелёх, левый приток р. Индигирки	Скопление (кладбище) костей в разрезе 14-мет- ровой террасы	Позвоночник Бивень	10440–10300 12400–12080
			Кожа, жир	13780–13620
53.	Река Санга-Юрях, Яно- Индигирская низменность	Труп мамонта в русле реки	Кожа, жир	32500–26500 35150–30150 33500–29500 47500–40500
54.	Река Тирехтах, правый приток р. Индигирки	Труп мамонта в едоме	Кожа, жир	Более 50000
55.	Река Большой Хомус- Юрях, приток р. Колы- мы	— —	Кость Зуб	30700–30100 Более 50000

КОЛЫМА И ЧУКОТКА

1.	Зеленый мыс, устьевая часть р. Колымы	Скопление костей в раз- резе	Челюсть	Более 50000
2.	Дуванный Яр, низовья р. Колымы	Отдельные кости в раз- резе	Кости, бивни	28900–28300 34300–33300 35100–34300 Более 50000 Более 53000
3.	Руч. Мамонтовый, при- ток р. Среднекан, впа- дающий в р. Колыму в верхнем течении	Пять скелетов мамонтов в разрезе	Бивень	28700–28100
4.	Река Большой Хомус- Юрях, приток р. Колы- мы	—	Кость	30700–30100
5.	Верховья р. Колымы, долина ключа Дима, приток руч. Киргилях	Труп молодого мамон- тенка	Мягкие ткани Мускульная ткань	41300–39900 42100–39900 40440–38700 40360–38820
			Кусочки ткани	41900–40100
6.	Река Энмывеем, Цент- ральная Чукотка	Нога мамонта в разрезе	Обрывки мышц Кожа	32270–30470 32000–30200 33520–32080 34090–31690
			Ткани	35000–29000
7.	Река Пырканийваам, Чукотка	—	Мягкие ткани	33750–31950
8.	Ледовый обрыв, р. Майн, Южная Чу- котка	Отдельные кости в раз- резе	Бивень	15170–15030

Т а б л и ц а 6 (окончание)

№ п/п	Местоположение находок	Характер местонахождения	Материал датирования	Возраст, лет
9.	Река Талон, приток р. Олы, северное по- бережье Охотского моря, о-в Врангеля	Бивня в разрезе	Серия дат по кореш- кам и веточкам Бивень	От 33610 до 20570 21800–21400
10.	Долины малых рек	Скопления костей	Трубчатая кость Бивень Бивень Бивень Бивень	4780–4700 5530–5430 6660–6560 7410–7310 7420–7360
11.	Река Мамонтова	— — —	Зуб Зуб Зуб	4060–3960 4070–4010 5150–5070
12.	Река Гусиная	— —	Зуб Зуб	6260–6160 6940–6840
13.	Река Тундровая	—	Зуб	7310–7190
14.	Река Красного Флага	—	Зуб	13060–12900
15.	Река Неизвестная	—	Зуб	20110–19980
16.	Река Амгуэма	60-метровая левобереж- ная терраса	Бивень	Не определен
17.	Река Эргувеем (Ана- дырское плоскогорье)	В пойме реки на галеч- нике	Зуб	Не определен
18.	Верховье реки Научи- ринай	Терраса ручья	Бивень	Не определен
19.	Река Майн	Обрыв террасы, кости, остаток бивня	Бивень	Не определен
20.	Правобережный обрыв р. Анадырь, ниже пос. Маркова на 60 км	Кости, остатки бивня, зубы	Бивень	Не определен
21.	Гора Сыпучая. Право- бережная терраса	Кости, зубы	Зуб	Не определен
22.	Рыбалка Вакарева (р. Майн) кости	— Кости	Зуб	Не определен
23.	Остров Айон, р. Рывеем	Долина реки, разрезы, пляжи	Бивень, кости	Не определен
24.	Река Ионивеем	Долина реки, терраса	Останки мамонта	Не определен
КАМЧАТКА				
1.	Река Камчатка	—	Бивень	12680–12580
2.	Река Пахча, бас. р. Кам- чатки	—	Кость	21500–21100
3.	Река Камчатка, Яр Ге- нералка	—	Бивень	21900–21600
4.	Река Камчатка, Яр Ни- колка	—	Эмаль с бивня	36500–35500
5.	Река Кимитина, бас. р. Камчатки	—	Зуб	41200–39000
6.	Река Камчатка, Яр По- ловинка	—	Бивень	41100–40100
7.	Приморский край, р. Мельгуновка	—	Бивень	15440–15160

* Таблица составлена по данным: Короткий и др., 1981; Шило и др., 1983; Васильчук, 1992; Lister, 1993; Vartanyan et al., 1993, сведениям анадырских, чаунских геологов и личным данным авторов.

на о-ве Айон отмечены бивни и кости мамонта. Между устьями рек Кремянки и Утуеема, впадающих в Чаунскую губу, попался зуб мамонта; возраст не определен. Это были находки в основном в равнинной тундре. В горной части, на водоразделе верховьев рек Эльвенеяеве (приток р. Раучуа) и Перевальной также обнаружены костные остатки мамонтов. Находки этого гиганта были сделаны почти повсеместно. По-видимому, мамонты в плейстоцене были более многочисленными животными, чем другие млекопитающие.

Анализ костных остатков мамонта или самих мамонтов прежде всего свидетельствует о значительном их обилии на Таймыре и прилегающих к нему территориях и островах Северного Ледовитого океана. Это относится к зап. мегаблоку Берингии. Всего обнаружено 32 местонахождения (42,5% всех находок) с различными видами костных остатков (см. табл. 6). Несколько меньше на побережье моря Лаптевых и в бассейне р. Лены – 23 местонахождения (29,8%); в центральной части Берингии, на о-ве Врангеля, – 7 (9,1%) (рис. 53), причем, как уже говорилось, большинство костных остатков были представлены в основном зубами мамонтов, лежавших на поверхности или на сравнительно небольшой глубине. Наиболее часто встречающиеся костные остатки мамонтов или их части по датируемости находок располагаются в возрастном ряду их гибели от 40 до 30 тыс. лет назад – 43 (28,5%), несколько меньше в ряду от 50 до 40 тыс. лет и почти равное число в рядах от 30 до 20 тыс. лет и от 20 до 10 тыс. лет – 25 (16,6%) и 27 (17,9%) соответственно. Самое малое число находок в ряду от 5 до 3 тыс. лет назад – всего 3 (2%).

Таким образом, на основе анализа материала можно сделать некоторые выводы по ситуации в прошлом:

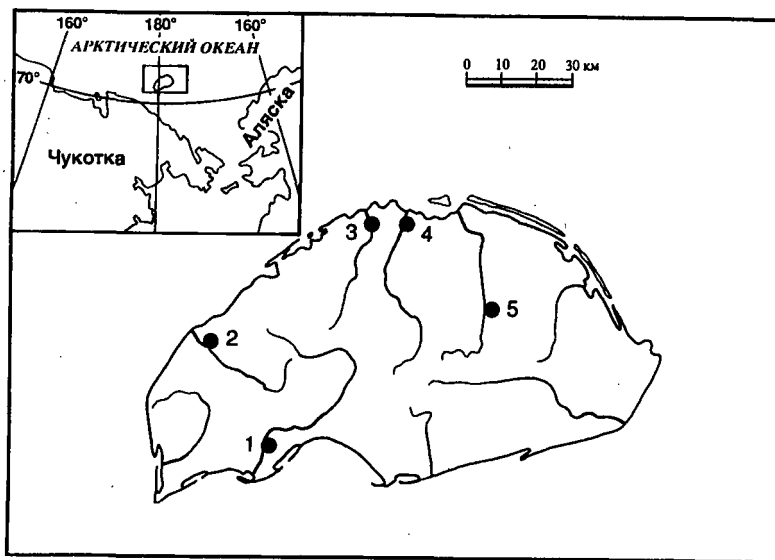
1. Наибольший возраст находок мамонтов или их остатков составляет 50 тыс. лет назад, точнее, 51,7 тыс. лет – это бивень на р. Лена (табл. 6, № 43); наименьший, 4060 лет, – зуб с о-ва Врангеля. Интервал между наиболее древним и более молодым возрастом 51,7–4,06 тыс. лет назад. Еще раз хотим подчеркнуть необходимость осторожной интерпретации возраста находок с о-ва Врангеля. Но если эти датировки соответствуют истинному возрасту, то действительно, по мнению С.Л. Вартаняна и др. (Vartanyan et al., 1993) и А.М. Листера (Lister, 1993), последние мамонты вымерли всего лишь 4 тыс. лет назад.

2. Наиболее оптимальные экологические условия для мамонтов сложились на Таймыре, где численность и плотность их населения была в сравнении с другими регионами Берингии значительно выше.

3. Исчезновение мамонтов началось именно на Таймыре и западном мегаблоке Берингии в силу изменения природной обстановки именно там. Процесс этот медленно, с перерывом почти в 50 тыс. лет, иррадиировал в сторону Центральной части Берингии. Говорить об одновременном вымирании мамонтов (Vartanyan et al., 1993; Lister, 1993) нет оснований.

Х.Д. Кальке (1976) считал, что в позднелайстоценовое время мамонт расселялся широко не только по БМС, повторяя путь, который прошли развитые формы рода *Archidiskodon*, но и по Татарскому мосту суши, а точнее, как уже было отмечено, по Невельскому.

По данным американских исследователей (Хиббард и др., 1969; Repenning, 1967), в Америке слоны появились вместе с кабаллоидной лошастью в ирвингтонскую эпоху. А.В. Шер (1971) утверждает, что в это время кабаллоидных лошадей в западной части Берингии не было, и на этом основывает вывод, что слоны в Северную Америку переселились в среднем плейстоцене. Но в то же время в Америке уже обитали более примитивные слоны, чем слоны ольёрской свиты. Следовательно, можно априори высказать мнение о более раннем переселении в Северную Америку слонов, но только более ранних форм. К. Хиббард и др. (1969) указали, что в период среднего плейстоцена род *Mammuthus* переселился в Северную Америку двумя ветвями. Более поздняя из них – шерстистый мамонт (*Mammuthus primigenius*). Он переселился в позднем плейстоцене. Его многочисленные остатки были найдены в отложениях



Р и с. 53. Места находок костных остатков мамонта на о-ве Врангеля (по: Vartanyan et al., 1993)
Реки: 1 – Мамонтовая; 2 – Гусиная; 3 – Тундровая; 4 – Неизвестная; 5 – Красный Флаг

Канзаса и Оклахомы и датированы этим периодом. Что же касается ранних мамонтов, то их находки в Северной Америке очень редки, найдены лишь единичные в Канзасе (Hibbard, 1953) и Оклахоме (Meade, 1953), хотя многие млекопитающие расселились через БМС и впервые появились в висконсине, что соответствует позднему плейстоцену. Другой автор (Гарутт, 1977) считает, что общее расселение слонов из Африки в Евразию, по-видимому, относится к началу плиоцена, и происходило оно через Суэцкий канал, а возможно, и через существовавший сухопутный мост на месте Гибралтарского пролива. В.Е. Гарутт (1977) указывает, что слоны достигли Чукотки (Центральная части Берингии) в середине плейстоцена и тогда же проникли и в Северную Америку через БМС. Как видно, однозначной точки зрения нет и здесь.

В конечном итоге можно сделать вывод, что слоны в тот период расселились широко, приспособились к различным климатическим и ландшафтным зонам, были животными с широкой экологической амплитудой. Для подтверждения наших выводов и представления общей экологической ситуации в Берингии изложим точку зрения А.Н. Северцова (1949), считавшего, что достаточно широкое распространение различных форм слонов в плиоцене–плейстоцене являет собой доказательство биологического (или экологического) эволюционного процесса. В этом случае он сопровождается увеличением численности особей, прогрессивным их расселением с захватом новых территорий, расширением своего ареала и распадением их на более соподчиненные систематические единицы в новых экологических условиях. По-видимому, все хоботные, включая и мамонта, в те периоды были доминирующими. А доминирование, по мнению Ф. Дарлингтона (1966; Darlington, 1957), – это конкретный показатель устойчивости животного в конкуренции. "Доминирующие животные распространяются потому, что качества, которые делают их доминирующими, дают им возможность проникать на новые территории и новые станции, приспосабливаться к ним и вытеснять там других животных" (с. 465). Главными условиями для процветания этих животных, как утверждает Ф. Дарлингтон, являются пространство и климат.

Другой автор, В.Е. Гарутт (1965), подтверждает наши выводы об экологической пластичности слонов, оценивая их как животных с высокой "проходимостью". Они могут не только легко передвигаться по ровной местности, но и преодолевать неровный рельеф, невысокие горы и холмы. Своеобразие их конечностей позволяет

этим животным без труда переходить топи, болота; они свободно переплывают широкие озера и реки, находясь в воде по несколько часов подряд. Врагов, как считает В.Е. Гарутт (1965), у слонов нет. В целом этот, присущий им, комплекс адаптивных черт сравнительно быстро позволил им расселиться на всей территории Берингии. Позднее у этого отряда наступает глубокая депрессия, вызванная изменениями условий природной среды и направленных последствий. Здесь уместно привести точку зрения величайшего русского эволюциониста И.И. Шмальгаузена (1968). Он писал: "В совершенно особое положение попадают наиболее защищенные организмы любой данной эпохи. Прямая элиминация здоровых взрослых особей какими-либо хищниками почти совершенно отпадает. Если этот организм хорошо защищен от неблагоприятных физических влияний, то его численность, очевидно, будет возрастать до максимально возможных размеров, когда начинает сказываться нехватка пищевого материала (хотя бы только в трудные сезоны). Дальнейшее увеличение численности встречает, таким образом, внешние препятствия, оказывающие депрессивное влияние на размножение организма, так как недостаток пищевого материала непосредственно вызывает снижение плодовитости. Кроме того, истощение организма приводит к увеличению смертности от болезней, особенно инфекционных, распространению которых способствует большая плотность населения. Наступает депрессия размножения, которая обычно имеет явно выраженный периодический характер в связи с известной периодичностью в условиях климата и урожая кормов" (с. 384). Это реально отражает оценку событий прошлого.

Другой малочисленный по видам отряд — непарнопалые (*Perissodactyla*). К непарнопалым того периода принадлежали два представителя, обитающие на территории Берингии: шерстистый носорог и лошади.

Шерстистый носорог (*Cellodonta antiquitatus* Blum.) появился на территории Берингии в раннем плейстоцене, и ареал его был очень широким. Он заселял западную, юго-восточную часть южного сектора Берингии и центральную ее часть. Его остатки найдены в бассейне рек Яны, Индигирки, Алазеи, на реках Малый Анюй, Лена, на Среднем Ямале, о-ве Котельном, в низовьях Анабара, Оленека (Попов, 1948), а на Чукотке на о-ве Айон (Новейшие..., 1980). Имеются достоверные находки его на юго-востоке Западной Сибири (Алексеева, 1977), в Средней Азии, а в Казахстане обнаружен в отложениях позднелайстоценового периода (Кожамкулова, 1981). По-видимому, до территории восточной Берингии (Аляска) он не добрался, вымерев около 21–20 тыс. лет назад (Агаджанян, 1972).

Шерстистый носорог обнаружен также в Китае, Забайкалье и Якутии (Вангенгейм, 1977; Верещагин, Барышников, 1979, 1980а, б; Kahlke, 1967). Позднее достоверно установлена находка скелета чурапчинского шерстистого носорога в Якутии с остатками мягких тканей и шерстью (Лазарев, 1982). В Китае шерстистый носорог обитал в провинции Хэйлунцзян и даже южнее, вплоть до провинции Хэнань (Кальке, 1976). Это был крупный зверь (Алексеева, 1980) с короткими ногами, длинной шерстью и подшерстком, толщина его кожи достигала 2 см. У него имелся горб, который выполнял в зимний период биоэнергетическую функцию, расходуя накопленный в нем за летний период жир.

В среднем плейстоцене шерстистый носорог повсеместно исчез. Любопытно, что остатки животного были обнаружены в плиоценовых отложениях центральной части Великих Равнин (Рид и др., 1968), простирающихся с юга от 30° с.ш. до 100° з.д. на север до 50° с.ш. и 110° з.д. Каких-либо остатков этого гиганта на территории восточной части Берингии (Аляска) до сих пор пока не обнаружено, что наводит на мысль о возможном переселении носорогов в Америку через Берингию именно в плиоцене.

Относительно экологических условий жизни носорога мнения расходятся. К.К. Флеров (1965, 1970б) отмечал, что это животное могло выжить только в условиях лесных ландшафтов, поскольку корма для него были мягкие: сочные травы и нежные молодые побеги кустарников мелколиственных пород.

Что касается верблюдов, то о них палеонтологической информации по Берингии мало. Тем не менее, по Дж. Симпсону (1983), верблюды в плейстоцене также переместились из Северной Америки, хотя остатки их костей обнаруживались в различных местах Евразии. В настоящее время на территории Америки верблюдов нет, но они сохранились в Азии.

Из других непарнокопытных в раннем плейстоцене следует отметить род лошадей (*Equus*), один из видов которых представляет лошадь Веры Громовой (*Equus (Plesirrus)*), находка ее была сделана на р. Большая Чукочьа (Шер, 1971). Эта лошадь по своим параметрам очень близка к североамериканской (Верещагин, Барышников, 1980а, б). Обитала она в центральной части Берингии. Ареал плейстоценовых лошадей был очень широким, по всей территории Берингии. Кости этих представителей обнаружены на п-ове Ямал, Новосибирских островах, в бассейне р. Индигирки (Черский, 1891; Громова, 1949; Вангенгейм, 1961; Гарутт, Юрьев, 1966; Шер, 1971).

В пределах ареала лошади отличались относительно мелкими размерами, но некоторые особи из бассейна Колымы были крупнее, чем на Таймыре. Последние находки лошадей в долине р. Лены датируются 2–1 тыс. лет назад (Гарутт, 1950). В Северной Америке (штат Аляска) близ мыса Десит были найдены кости лошади, идентифицированные как стеноной (*Equus (Allohippus stenonius)*) (Guthrie, Matthews, 1971). Остатки костей лошади, во всяком случае с Алдана, возможно, тоже принадлежали этому виду или другому достаточно близкому в таксономическом ряду (Барышников и др., 1981).

В плейстоцене на севере Евразии существовало несколько подвидов лошадей. Основное же родословное древо лошади развивалось в Америке, где у них было много различных линий. Из Америки лошадь проникла в Азию и Европу, расселилась здесь и получила широкий статус. Причем, как считает Д. Симпсон (1983), некоторые лошади Америки эволюционировали в сторону гипсодонтности – признак употребления жесткой растительности, а желудок и вся пищеварительная система были мало адаптированы к такой пище. Другое направление было в развитии лошадей гипселодонтных, эти животные питались растительностью с высоким содержанием кремния. Некоторые были листоядными, т.е. питались мягкими и нежными кормами, а потом, в процессе эволюции, перешли на травянистую растительность. По времени это относится к миоцену. Любопытным представляется тот факт, что в Америке в первую очередь вымерли травоядные, такие, как лошади, а затем и остальные, но сохранились они в Евразии и Африке. Позднее в Западном полушарии лошади также исчезли в конце плейстоцена или даже в начале голоцена. Эволюция лошадей шла в одном направлении – к быстрому бегу. В дикой природе того периода это объясняется лишь единственным шансом у лошадей спастись бегством от крупных хищников на достаточно открытых пространствах. Это сопровождалось изменением соотношения костей конечностей (Суханов, 1968; Гамбарян, 1972) и зубной системы (Алексеева, 1980). Современная однопалая лошадь появилась в Америке совсем недавно, когда была завезена туда человеком.

Н.К. Верещагин (1977) считает, что по Якутии (западная часть Берингии) нет оснований считать, что в то время были домашние лошади. Их одомашнивание произошло не в начале плейстоцена, а в конце его или даже в начале голоцена (Цалкин, 1970а, б, 1972).

Таким образом, необходимо отметить, что лошади широко расселились по всей территории Берингии: заняли восточную, центральную и западную ее части. Процесс этот, по-видимому, пришелся на начало плейстоцена, обитали они и в южной части Берингии, например в Забайкалье. К концу плейстоцена – началу голоцена ареал их в сопоставлении с нашими реконструкциями климата и природной обстановки стал сокращаться. Находки костей в раннем плейстоцене известны и в Казахстане (Кожамкулова, 1981).

Более многочислен отряд парнопалых (*Artiodactyla*). Пожалуй, самым крупным из них обитателем Берингии был бизон (*Bison priscus* Boi). Довольно многочисленные

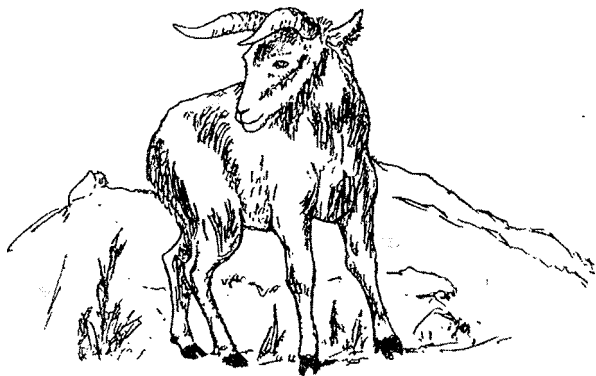
его остатки костей были обнаружены почти во всех регионах современного Северо-Востока (западная и центральная части Берингии), в том числе на островах Северного Ледовитого океана (северная часть Берингии), а также в бассейнах рек Анадырь, Колыма и в нижнем течении р. Яны. И.Е. Кузьмина (1971) считает, что в этот период природные условия были весьма благоприятными: обеспечивали стадам хоботных и копытных свободное продвижение по твердым грунтам, которое якобы при другом движении весьма затруднительно.

С этим вряд ли можно согласиться. В настоящее время многие копытные, в том числе и крупные, обитают в Анадырской низменности, Эльгыгытгынской впадине, где летом, особенно в первой его половине, имеются сильно заболоченные места. Например, современный гигант копытных лось (*Alces a. Buturlini*), обитающий в современных заболоченных местах Анадырской, Колымской, Янской, Пенжинской низменностей, вес которого достигает до 800 кг, предпочитает водно-болотные угодья. На Аляске лоси обитают вообще в открытых болотно-кустарниковых тундрах (личное наблюдение Н.К. Железнова-Чукотского). Более того, в этих угодьях в летний период травянистые корма для них являются основными. Животные их употребляют, пребывая в приозерных, водно-болотных тундрах. По данным одного из летних авиаучетов, из 970 встреченных лосей в таких биотопах пребывало 13% (Железнов, 1990). Передвигаются лоси, а также олени по болотам свободно за счет увеличения площади опоры передних ног при расширении в разные стороны двух пальцев, отчего удельная нагрузка на грунт снижается. Это одна из адаптивных черт современных оленей и лосей. Правда, следует отметить, что у оленя подвижность пальцев на передних ногах значительно выше, чем у лося.

В ряде работ утверждается, что многим копытным мамонтового комплекса и непарнокопытным было трудно передвигаться из-за заболачивания тундры (эту точку зрения отстаивают С.В. Томирдиаро (1977), И.Е. Кузьмина (1977), К.К. Флеров (1979) и другие исследователи). Однако известно, что современные лоси и дикие олени, не менее крупные чем плейстоценовые, по заболоченным местам передвигаются легко. Кстати, дикие олени, особенно весной, здесь охотно кормятся на заболоченных пушице-осоковых тундрах.

Работы А.И. Попова (1965) и С.В. Томирдиаро (1970, 1972) свидетельствуют, что плейстоценовые грунты Берингии глубоко и мощно промораживались с образованием ледяных жил и подземного процесса льдообразования. Эта же картина очень характерна и схожа с современной в соответствующих тундрах Северо-Востока. Льды в термокарстовых озерах и болотах сейчас залегают на глубине около 1 м, а в некоторых еще меньше, до 0,5 м. Дикие и домашние олени по таким болотам перемещаются свободно, а лоси кормятся на озерах, даже ныряя за водно-болотной растительностью (Железнов, 1990). Возможно, в плейстоценовый период промерзание грунтов не было столь мощным, как ныне. Не исключено и наличие пространственных таликов в долинах крупных рек со своеобразными микроклиматом и ландшафтами, похожих на оазисы бореального времени.

Сайга (*Saiga tatarica borealis*). Несколько находок ее костей в отложениях алешинской свиты верхнего плейстоценового возраста было сделано в низовьях р. Колымы и в других районах Берингии. Небольшие находки есть на Верхней Печоре (Кузьмина, 1965, 1977), в бассейне рек Оленек и Лена. Этот вид был обнаружен на Колыме и Аляске (Шер, 1967; Erick, 1937). Выделение, на наш взгляд, в самостоятельный вид сайги Райса (*Saiga ricei* Frick) А.В. Шером необоснованно. Здесь следует полностью согласиться с И.Е. Кузьминой (1977) при оппонировании А.В. Шеру, который для подтверждения своих доводов опирался на морфологическое строение рогов и остаток затылочной части лишь фрагмента черепа, не отличающегося от такового *Saiga borealis fossilis*, ранее описанной еще И.Д. Черским (1876). Разумеется, одних лишь осколочных материалов для такого заключения недостаточно. Дополнительной информации по идентичным экземплярам пока не обнаружено, поэтому остается согласиться с Н.К. Верещагиным (1959а), назвавшим эту находку *Saiga tatarica borealis*.



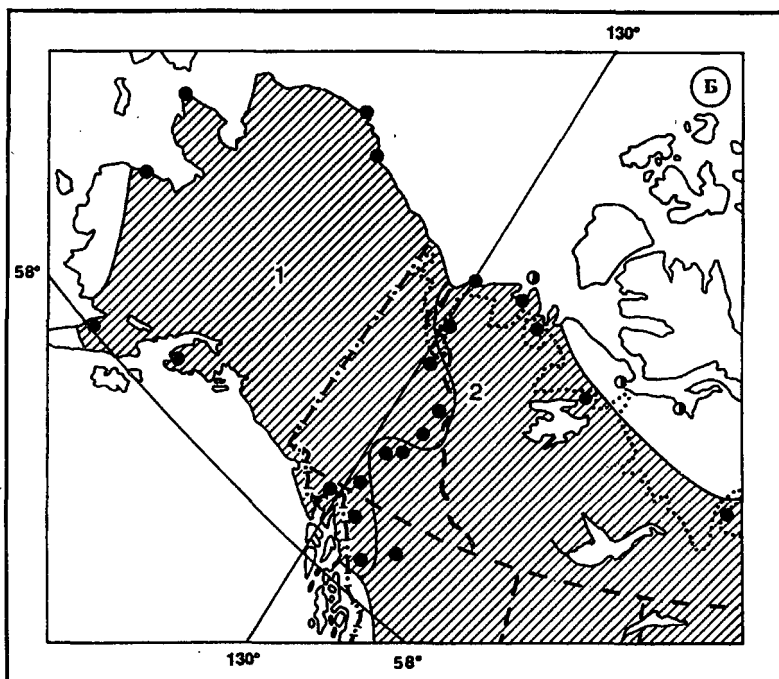
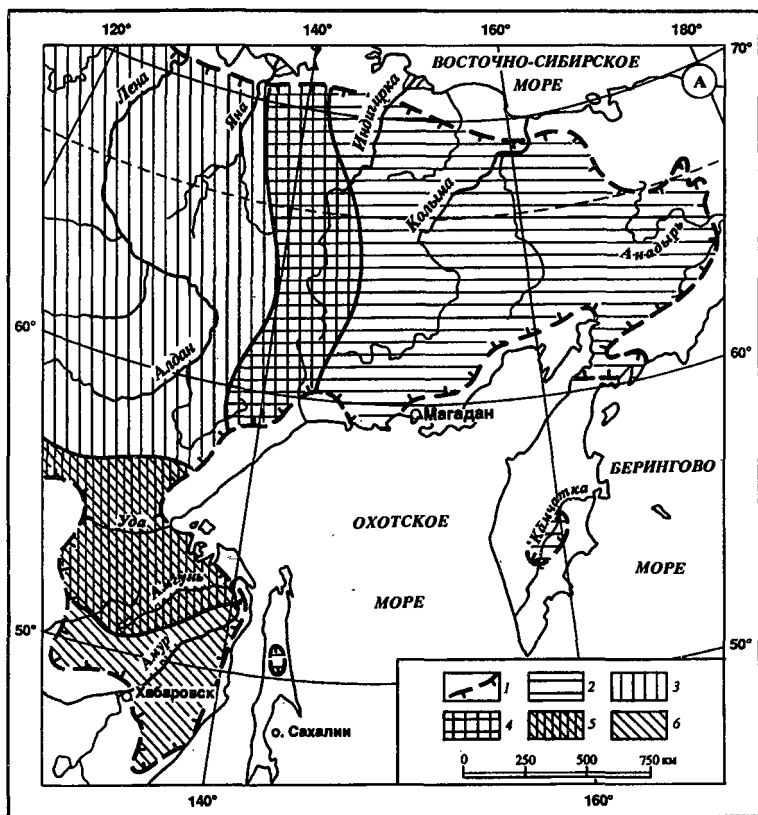
Р и с. 54. Зоргелия (*Soergelia* sp.) из Берингии (по: Кожамкулова, 1981)

На Чукотке костные остатки сайги были найдены в отложениях в долине р. Рыреем на о-ве Айон.

Из других парнокопытных, обитавших на территории Берингии в раннем плейстоцене, был обнаружен остаток кости зоргелии (*Soergelia*), по-видимому, это животное обитало в центральной части. В раннем плейстоцене зоргелия был найден в Забайкалье и в Казахстане (Кожамкулова, 1981). Он был небольшого роста с рогами вперед, до наших дней не дожил (рис. 54). Впервые о находках костных остатков зоргелии в Павлодарском Прииртышье, датируемых плиоценом, сообщил А.Н. Мотузко (1971). В Северной Америке остатков костей зоргелии не обнаружено.

Северный олень (*Rangifer tarandus*). Из других, пожалуй, весьма устойчивых видов в экологическом отношении на всей территории Берингии, особенно в ее западной и северной частях обитал северный олень (*Rangifer tarandus*). Остатки его костей были обнаружены от Урала до 180° в.д., а также на Новосибирских островах (Черский, 1891). Многочисленные кости северных оленей были найдены почти на всех палеолитических стоянках чукчей (Диков, 1971, 1974, 1979), а также в отложениях олёрской свиты (Якутия) (Шер, 1971), состав которой позднее был подтвержден в находках в долинах рек Хомус-Юрях, Седедемы, Крестовки, Алазеи, Омолая и др. Сравнительный анализ промеров костей отдельных особей из находок на территории западной части Берингии показал, что олени плейстоценового периода были значительно крупнее современных (Кузьмина, 1977). Размеры образцов пястных костей 14-миллиметровой длины плейстоценового дикого северного оленя намного выше, чем у северных оленей с Печоры, а в некоторых случаях такие же, как у современных особей. Другие размеры близки или незначительно различаются как единичные.

Реконструкция прохорезов оленей Берингии достаточно ясно изложена В.Г. Гептнером, В.И. Цалкиным (1947): "Настоящих оленей правильнее рассматривать не как группу отдельных видов, но как один вид, имеющий обширный ареал распространения и образующий значительное количество географических рас" (с. 83). Высокая географическая изменчивость оленей в процессе их эволюции — тому доказательство. В.Г. Гептнер и В.И. Цалкин относят оленей к автохтонам Евразии.



О том же свидетельствует и палеонтологический материал, собранный в разных частях Евразии, значительно более ранний по датировкам, чем в Северной Америке, по крайней мере в олёрской свите (Шер, 1971), его остатки датированы ранним плейстоценом.

К.В. Хиббард и др. (1969) полагали, что род оленей *Rangifer* первый раз появился в Северной Америке в висконсине (поздний плейстоцен), хотя уже было известно, что он там обитал еще до иллинойса, т.е. среднего плейстоцена (Pewe, Hopkins, 1967). Второй раз его проникновение на континент произошло в позднем плейстоцене (Флеров, 1956, 1972).

Таким образом, можно сделать вывод, что северный олень был распространен на всей территории Берингии. Современный дикий северный олень, образовав две экологические формы – тундровую и лесную, практически захватил весь Север: Кольский полуостров, Якутию, Магаданскую область, север Хабаровского края, Чукотку, Камчатку, освоив все типы ландшафтов, от тундровых, горно-тундровых до лесных бореальной тайги, а в высотном отношении до гольцового пояса (Железнов, 1990, 1994), летом же и гольцовый пояс.

Остатки костей дикого северного оленя были найдены в Южной и Северной Америке еще в плиоцене, что намного раньше, чем на территории Берингии. Большинство исследователей (Гептнер, Цалкин, 1947; Флеров, 1952) считают, что было два пути переселения оленей: один – сначала в Канаду из Северной Америки, затем через Гренландию в Европу, другой путь – через Берингию в Азию и далее. Возможно, так и было.

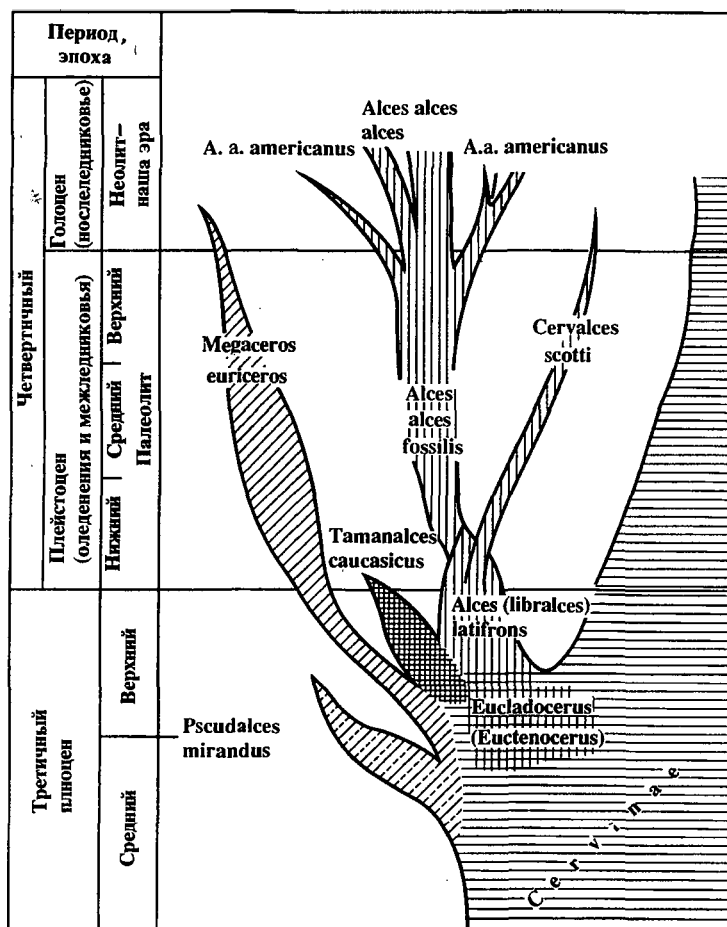
В настоящее время в Северной Америке из семейства *Cervidae* рода оленей обитает пять видов (Гептнер и др., 1961), в том числе и лось (*Alces alces* L.). Из всех оленей наиболее многочислен белохвостый олень (*Odocoileus virginians* L., 1780). Он обитает к югу от 55° с.ш. почти повсеместно. Чернохвостый олень (*O. hemionus* R., 1817) встречается в западной части Северной Америки, а также в Канаде (Юкон, Британская Колумбия и другие провинции) (*Cervus elaphus* L., 1758), благородный олень – в провинциях Альберта, Британская Колумбия, Саскачеван (Канада). Северный олень (*Capibou*) распространен в северных тундрах на Аляске, в Канаде, на северных островах Северной Америки.

Род лосей в Северной Америке представлен одним видом *Alces* и четырьмя подвидами: 1) *A.a. americana*, обитает в Квебеке (Канада), в ряде штатов на Северо-Востоке США; 2) *A.a. andersoni* – в Манитобе, Онтарио (Канада), в Висконсине и др. и частично на Аляске (США); 3) *A.a. shirasi* – в Айдахо, Вашингтон (США), Британская Колумбия (Канада); 4) *A.a. gigas* – только на Аляске. Современный ареал лося на бывшей берингийской территории, на Чукотке, Аляске и в Канаде указан на рис. 55.

Но коснемся истории лосей в плейстоцене. Самые древние остатки животных, даже плиоценового возраста, были обнаружены в Европе, в Приазовье (Байгушев, 1971, 1982). Н.К. Верещагин (1957) описал род *Tamnalces* по фрагменту лобной кости с обломком рога (что, на наш взгляд, недостаточно, тем более для родового описания). Эти и другие кости лосей были найдены в основном за пределами Берингии (Громов, 1947а; Верещагин, 1948, 1949, 1955; Татаринов, 1970). Однако в сопоставлении с хронологией их возраста находки свидетельствуют о продвижении лося в сторону Берингии. По данным А.В. Шера (1971), уже в отложениях олёрской фауны (возраст 1,2–0,5 млн лет назад) в Якутии было найдено множество костных остатков *Cervalces*, с отличительными морфологическими признаками плейстоценовой формы широколобого лося (*Alces latifrons* Johns.), о находке костей которого в Забайкалье сообщала Б.С. Кожамкулова (1974).

Р и с. 55. Ареал лося *Alces alces*

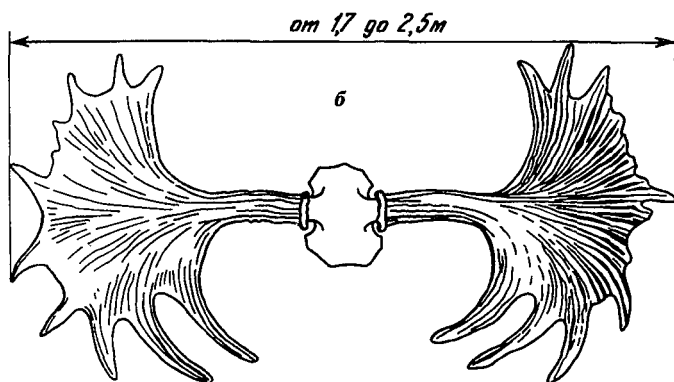
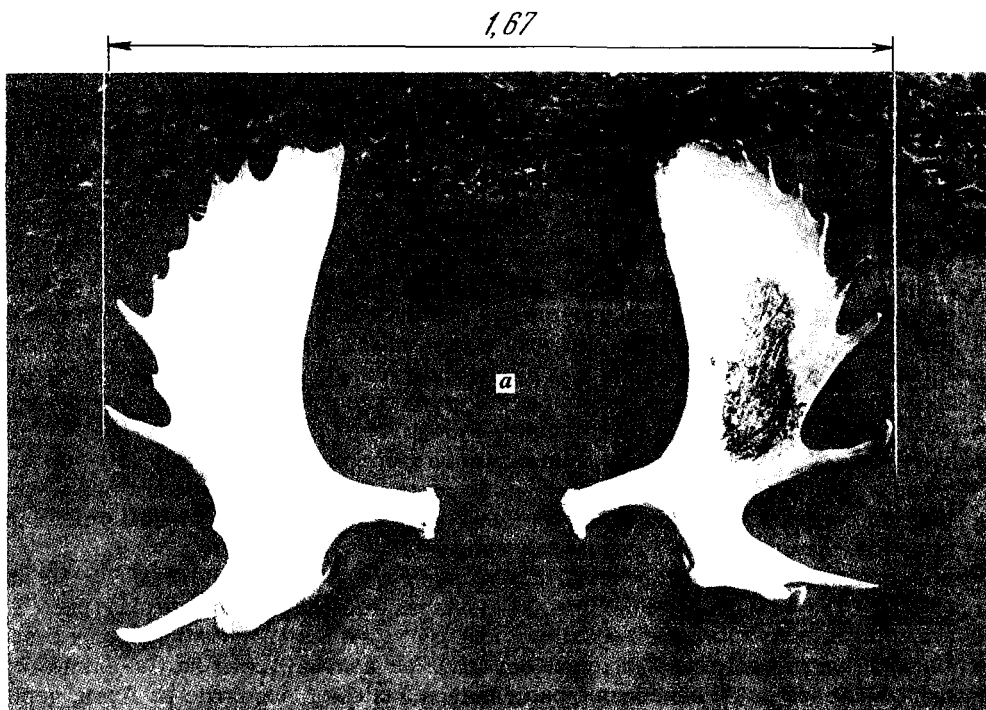
А – на Дальнем Востоке России (по: Железнов, 1990): 1 – граница ареала лося и отдельных изолированных очагов его обитания, 2 – ареал лося *Alces alces buturlini*, 3 – *A.a. pfizenmayeri*, 4 – смешанной формы *A.a. pfizenmayeri* + *A.a. buturlini*, 5 – смешанной формы *A.a. pfizenmayeri* + *A.a. cameloides*, 6 – *A.a. cameloides*; Б – на Аляске и в Канаде (по: Hall, 1981): 1 – *A.a. gigas*; 2 – *A.a. andersoni*



Р и с. 56. Родословное древо лосей (по: Верещагин, 1967б)

Широколобые лоси тогда были распространены повсеместно (Вангенгейм, Флеров, 1959; Васьковский, 1966а, б; Верещагин, 1967а, б), а Г.Д. Кальке в 1971 г. опубликовал карту находок широколобого лоса. Многие были и из Якутии – олёрская фауна, Алдан (Русанов, 1968; Шер, 1986), а несколько ранее подобные сообщения поступали и из Казахстана, они относились к плейстоцену (Кожамкулова, 1981). Этот автор по ряду находок зубов описывает гигантского лоса, отличающегося брахиодонтичностью, что связано с употреблением жестких кормов.

Относительно предковой формы современных лосей (*Alces alces*) до сих пор единого мнения нет. Ряд исследователей считают, что широколобый лось (*Alces latifrons* Johns.) не мог быть их предковой формой из-за большой разницы в размерах. И тех и других, по мнению А.В. Шера и А.А. Аццароли (Шер, 1986; Azzaroli, 1982), следует относить к совершенно различным родам: *A. latifrons* к *Cervicalces* Scott, 1885, а *Alces alces* к *Alces* Gray, 1821. А.В. Шер (1986) полагает, что современные лоси Северо-Востока обитали широко, освоив различные ландшафты. Современного лоса "в целом морфофункциональные признаки характеризуют как зверя, сформировавшегося в начале четвертичного периода в средних широтах Евразии в долинных ландшафтах, среди приречных лесов и болот" (Верещагин, 1967б. С. 20). Этот автор и предложил схему эволюции рода лосей (рис. 56), которую мы поддерживаем. Другая точка зрения о ярко выраженной брахиодонтичности коренных зубов у широколобого



Р и с. 57. Рог лося
 а – Alces a. Buturlini; б –
 Alces latifrons (рис. А.Б.
 Бубенико)

лося плейстоцена (Флеров, 1952) – доказательство его приверженности кормам, основу которых составляют ветки деревьев и кустарников, – также подтверждает, что он обитал в соответствующих типах ландшафтов, описанных нами. Посткраниальный скелет и его строение у широколобых лосей свидетельствуют об их связи в прошлом с местами обитания болотистого типа.

Последняя работа А.В. Шера (1986) по систематике ископаемых лосей, в том числе и по Берингии, все же указывает на некоторую недостаточность материала для того, чтобы отрицать родственную связь лосей *A. latifrons* Johnson, 1874 и *A.a. Buturlini* Chernyavsky et Zheleznov, 1982 (Чернявский, Железнов, 1982). Роговые стержни с лопатой и длинной, до 2,5 м, штангой, диаметр у ее основания до 9 см при длине 90 см. Для сравнения отметим, что у современного самого крупного лося *A.a. Buturlini* длина штанги составляет до 18 см, диаметр у основания 7 см, размах рогов 1,53 м, а по данным (Филь, 1975) экземпляр рогов с бассейна р. Пенжины еще больше – размах 1,67 м, ширина лопаты до 45 см (Железнов, 1990). Как видно, разница в размерах хоть и есть, но они вполне соизмеримы (рис. 57). Штанги у лося *A.a. Buturlini*, наиболее

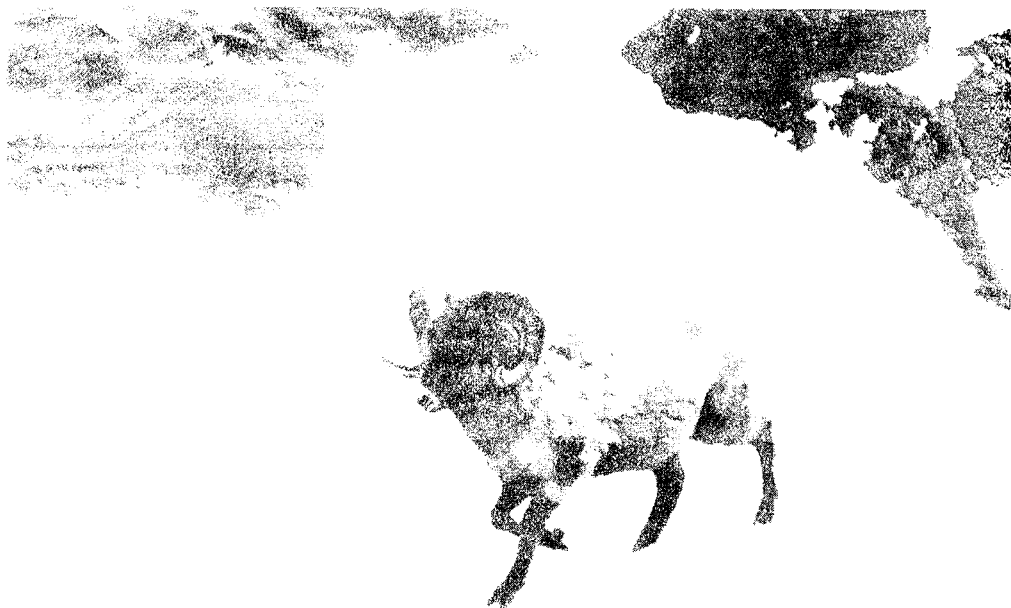
близко стоящего по своим размерам рогов к *A. latifrons*, по конфигурации схожи своей изогнутостью книзу. Размеры рогов лося Бутурлина, приведенные нами, не самые крупные, есть и выше, а расхождения по диаметру штанги не более чем в 1,28 раза, а по длине – в 1,66.

Известно, что все млекопитающие плейстоценового периода отличались особо крупными размерами. Это подчеркивали многие исследователи. Но позднее все крупные звери начали мельчать. Поскольку, кроме фрагментов, никаких других находок по плейстоценовым лосям, за исключением *A. latifrons*, нет, а размеры тех находок, что имеются, хотя и различаются, но вполне можно допустить, что в процессе эволюции лось *A. latifrons*, обитавший на территории Берингии в разреженных темнохвойных лесах и открытых пространствах, вполне мог измельчать и представляет собой все-таки предковую форму лосей *A.a. Buturlini*, размеры которых намного превышают такие современные лосей с Аляски *A.a. gigas*. По крайней мере отрицать по материалам А.В. Шера (1986) и его систематике ископаемых лосей родственную связь *A. latifrons* с лосями *A.a. Buturlini* достаточных оснований нет. Так, например, этот автор указывает на пределы штанги рога лося *A. latifrons* 250–500 мм, иногда слабо изогнутой. По нашим данным (Железнов, 1990) пределы штанги у лося *A.a. Buturlini* составляют 150–180 мм, и она также изогнутая, а по данным Ф.Б. Чернявского, В.И. Домнича (1989) цифры еще выше – 180–220 мм.

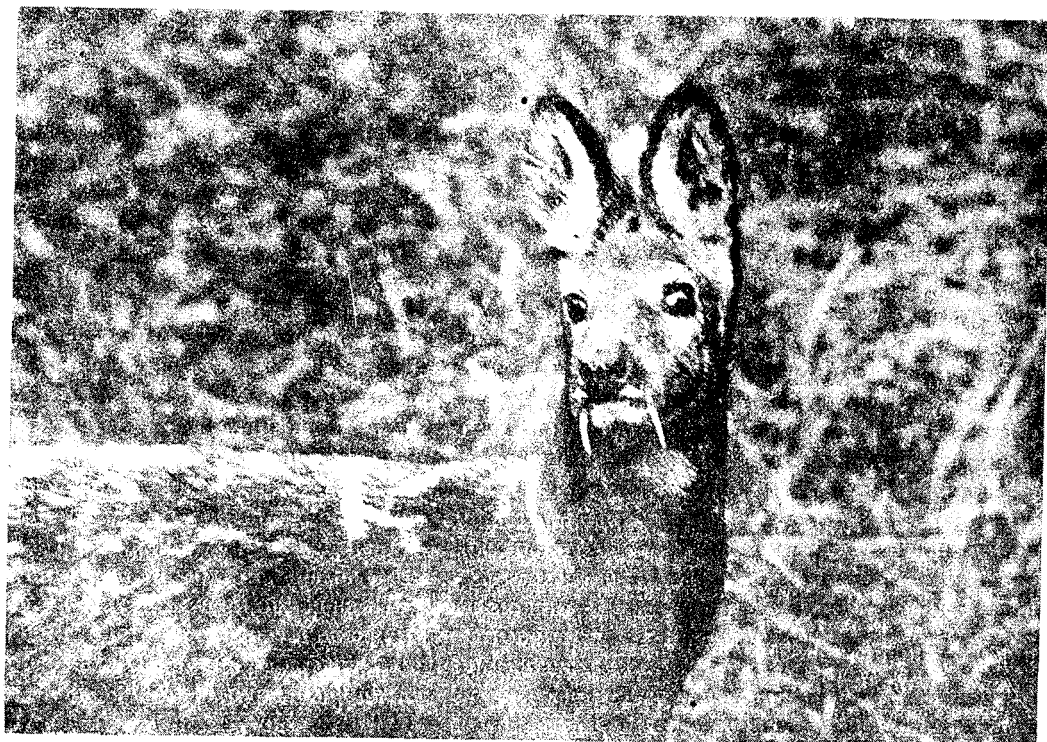
Наконец, в позднем плейстоцене на территории Берингии появляются и горные виды: снежные бараны (*Ovis nivicola*) (рис. 58), кабарга (*Moschus moschiferus* L.) (рис. 59). Последняя расселяется на самой границе с южной части Берингии, но далее на север не проникает (возможно, нет находок остатков ее костей), хотя на Сахалине она оказалась. Человек ее не перевозил, расселилась она сама, вероятно из Азии, через пролив Невельского, а не Татарский, как указывают многие исследователи.

Палеонтологические находки и сведения о снежных баранах до сих пор весьма скудны. Близ Иркутска из слоев отложений верхнепалеолитической стоянки Мальта (возраст около 14 тыс. лет назад) были обнаружены и описаны кости и череп барана (Громова, 1941). Позднее еще один череп нашли в горах Кузнецкого Алатау (86° в.д. и 56° с.ш.), об этом сообщала В.И. Громова (1947). В 1988 г. ботаник А.А. Коробков из тех же мест передал Н.К. Железнову череп, явно древнего снежного барана. Некоторые находки сделаны в Прибайкалье, в районе Бодайбо (Ревин, Сопин, Железнов, 1988), а также в окрестностях оз. Байн-Тайга в Забайкалье – все плейстоценового возраста. Другой череп снежного барана верхнеплейстоценового периода найден в бассейне р. Вилюй, у с. Камцы. Позднее кости уже голоценового возраста были обнаружены на юге Западной Сибири, на Салаирском кряже (Алексеева, 1970, 1980). Судя по размерам костей плейстоценовых баранов, можно заключить, что роговые стержни их черепов больше, чем у современных снежных баранов всех подвидов. Например, расстояние между вершинами роговых стержней до 300 мм (пределы 231–300), у современных до 300 мм. Высота черепа 150 мм, у современных 148 мм, обхват рогового стержня у его основания 342 мм, у современных до 335 мм. Хотя Л.В. Сопин (1988) считает, что принципиальных различий в размерах нет, описанный В.И. Громовой (1947) череп с мощными роговыми стержнями из Кузнецкого Алатау он предложил назвать валидным (*Ovis nivicola tomensis*). По нашему мнению, приведенные примеры свидетельствуют лишь о том, что животные плейстоценового периода в силу экологических условий в целом были несколько крупнее.

Других остатков костей снежных баранов, относящихся к этому времени, нет, хотя у И.Д. Черского (1891) есть сообщение о находке сартанского периода (около 20–15 лет назад) на территории Берингии. На Аляске впервые обнаруженные остатки баранов были датированы иллинойсом, что соответствует среднему плейстоцену (Guthrie, 1968). Они идентифицированы как *Ovis nivicola*, хотя другая находка костей баранов была описана как *Ovis catlawensis* и относилась к позднему плейстоцену (Hibbard, Wright, 1956). К отдельному выделению и описанию этого барана авторов побудила широкая зубная система, которая значительно отличала его от современ-



Р и с. 58. Снежный баран – номинальная форма (*Ovis nivicola nivicola* Esch.),
одиночный самец, март 1982 г., Камчатка, мыс Козлова (фото В.Н. Правкина)



Р и с. 59. Кабарга (самец) (фото В.И. Приходько)

Размеры черепов современных и ископаемых баранов Северной Америки (в мм)
(по: Ревин, Сопин, Железнов, 1988)

Промер	O. canadensis		O. dalli		Ископаемые	
	lim	max	lim	max	lim	max
Мастоидная ширина	91–101	96	82–97	90	99–115	110
Альвеолярная длина	81–94	88	72–83	76	95–100	97
Ширина базиокупитале	29–35	32	–	–	29–33	31,5
Обхват стержня у основания	310–345	320	–	–	330–385	363

ных баранов Аляски (*Ovis canadensis*). Это касалось обхвата стержней у основания и других черепов (табл. 7).

В.Л. Стокс и К. Конди (Stokes, Condie, 1961) при исследовании серии черепов из местечка Солт-Лейк-Сити (юг США) констатировали высокую степень их схожести по размерам с *Ovis ammon*, но позднее эта точка зрения была пересмотрена (Stock, Stokes, 1969) в пользу близости размеров с *Ovis nivicola*.

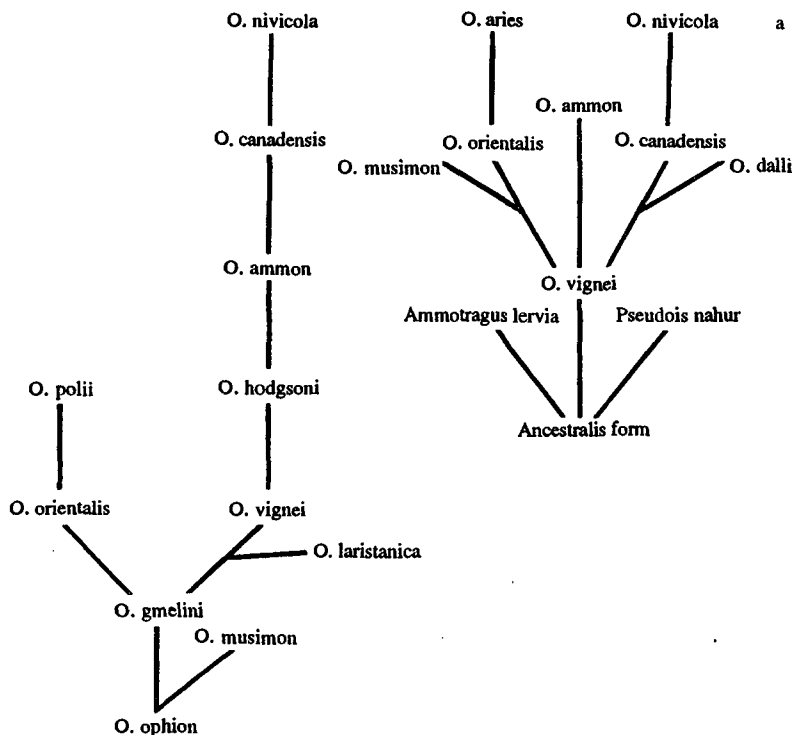
Вполне определенно можно сделать вывод о том, что снежные бараны расселились в плейстоцене по БМС из западной части Берингии. Однако точно неизвестно, сколько раз бараны переходили, как, впрочем, и другие виды животных, БМС, хотя число переходов мало о чем говорит. Есть мнение, что бараны из западной части Берингии были аргалоидными и проникли через БМС, где в восточной части дифференцировались в толсторогов, а затем вновь проникли в западную, где положили начало виду *O. nivicola*. Эта идея подкрепляется соображениями Ф.Б. Чернявского (1976) о трехкратном только в плейстоцене соединении материков и появлении БМС, а также открывшемся при этом фаунистическом обмене фаунами между западной и восточной частями Берингии. Согласно этой гипотезе оставшиеся там бараны дивергировали в *O. dalli*. Эту точку зрения разделяли некоторые ученые (Северцов, 1873; Насонов, 1923; Sushkin, 1925; Stokes, Condie, 1961).

Существует и другая гипотеза – о первоначальном эволюционировании азиатских баранов в западной части Берингии, задолго до появления БМС, поскольку возраст ископаемых баранов, как уже было отмечено, составляет 60–33 тыс. лет назад. Отсюда их эволюция выглядит не совсем стройной. Мы уже говорили о близости североамериканских баранов к *Ovis nivicola* особого подрода *Pachyceros* (Stock, Stokes, 1969). Этой точки зрения придерживались и другие исследователи (Соколов, 1953; Гептнер и др., 1961); мы также ее разделяем.

Есть предположения о возрасте *Ovis catlawensis* в интервале 66–38 тыс. лет назад, что по сути означает конец среднего плейстоцена и свидетельствует о некоторой идентичности этих баранов толсторогам других форм, развитие которых началось раньше. Это сходство обнаружено у остатков баранов из Аризоны и Нью-Мексико (Stowall, 1946). Таким образом, по находкам костных остатков баранов можно сделать вывод, что эти животные, сформировавшиеся раньше в Северной Америке, особенно в ее южной части, идентичны *Ovis nivicola*.

Следовательно, начало родственных близких связей заложено не на Аляске, а южнее, что наталкивает на мысль о расселении еще в миоцене близкородственных форм баранов не через БМС, а через Невельской пролив или Командоро-Алеутскую дугу и далее п-ов Кенай, где бараны сегодня обычны и многочисленны. Эта гипотеза требует дополнительной проверки. Н.В. Насонов (1923) изложил схему филогении рода *Ovis*, где в общей картине эволюция *Ovis nivicola* имеет сравнительно небольшой период (рис. 60). Распространенное мнение о древе *O. nivicola*, ведущем от архаров, высказанное Н.В. Насоновым (1923; Pilgrim, 1947), пока еще окончательно не подтверждено.

Аргументация Л.В. Сопина (1988) относительно тенденции увеличения размеров олохвостного "зеркала" у азиатских баранов в направлении с запада на восток в

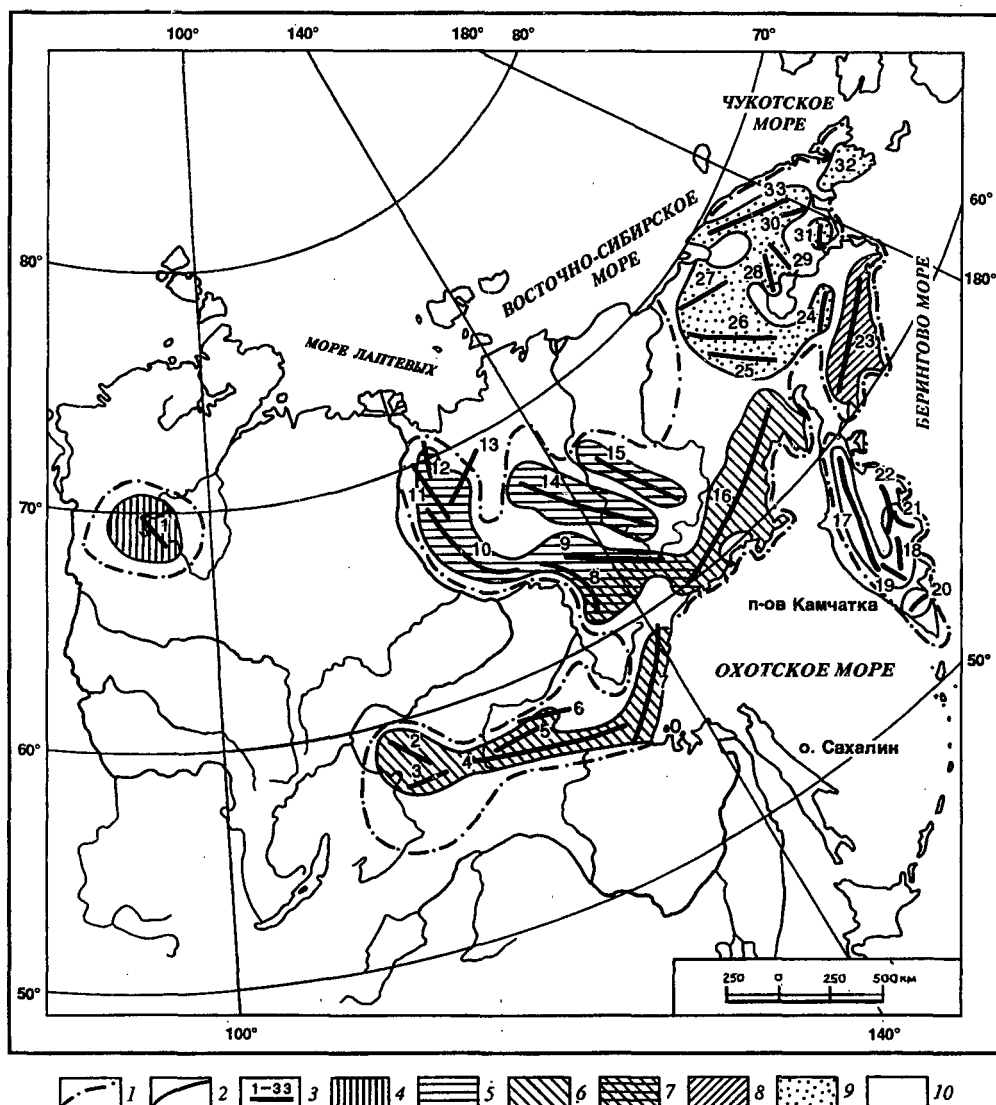


6

Эпоха		Кариотип (2n)
Плиоцен	Плейстоцен	
	O. nivicola	52
	O. dalli	54
	O. canadensis	54
	O. musimon	54
	O. orientalis	54
	O. ammon	56
	O. vignei	58

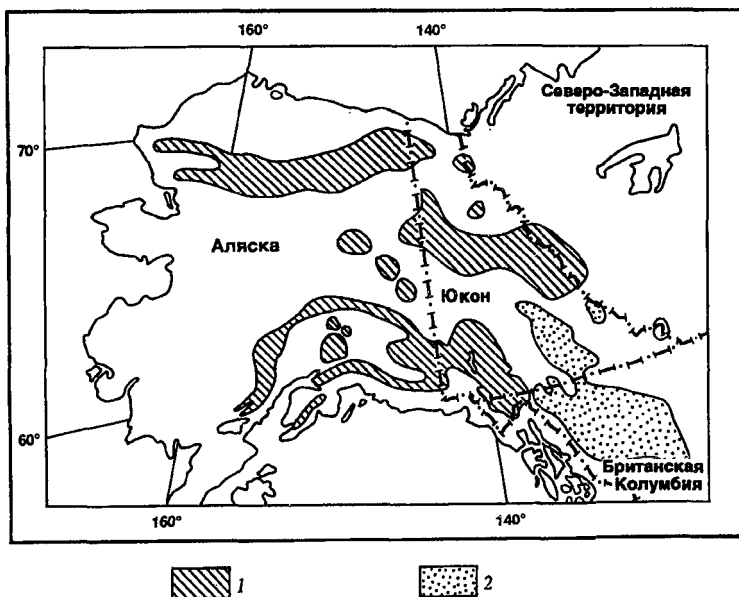
Р и с. 60. Схемы эволюции рода *Ovis* (а – по: Насонов, 1923) и филогенетических отношений горных баранов (б – по: Сопин, 1988)

связи с расселением баранов в Северную Америку вряд ли правомерна, тем более что на Алеутских островах бараны существовали издавна (Цалкин, 1951). В этом случае гипотеза о двойной миграции отпадает и все становится на свои места. Кариотип снежных баранов Азии $2n = 52$, а американских $2n=54$, хотя внутри американских форм никаких различий в кариотипе баранов *O. dalli* и *O. canadensis* нет. Такой закономерности не существует. По Л.В. Сопину (1983), у азиатских снежных баранов якобы наблюдается побеление окраски шерстного покрова тела, что и у баранов Далля (а окраска у них белесая или даже белая) Л.В. Сопин пишет: "Обитание



Р и с. 61. Распространение снежного барана (*Ovis nivicola* Eschscholtz) на Северо-Востоке Азии (по: Железнов-Чукотский, 1994)

1 – границы ареала снежных баранов (конец XVIII, начало и конец XX в.); 2 – границы современного обитания снежных баранов; 3 – горные хребты, на которых обитают снежные бараны (цифры на карте: 1 – плато Путорана, 2 – Патомское нагорье, 3 – Кодар, 4 – Становой, 5 – Сутамо-Гонамский, 6 – Алдано-Учурское нагорье, 7 – Джугджур, 8 – Сетте-Дабан, 9 – Сунтар-Хаята, 10 – Верхоянский, 11 – Хараулахский, 12 – Туора-Сис, 13 – Кулар, 14 – Черского, 15 – Момский, 16 – Охотско-Колымское нагорье, 17 – Срединный, 18 – Балагинский, 19 – Ганальский, 20 – Балаганчик, 21 – Тумрок, 22 – Кумроч, 23 – Корякское нагорье, 24 – Рарыткин, 25 – Уш-Урэкчэн, 26 – Олойский, 27 – Ангойское нагорье, 28 – Анадырское плоскогорье, 29 – Пекульней, 30 – Искатень, 31 – Золотой, 32 – горные цепи Чукотского полуострова, 33 – Чукотское нагорье); 4–10 – ареалы подвидов снежных баранов Северо-Востока Азии: 4 – *Ovis nivicola borealis* Severtzov, 5 – *O.n. lydekkeri* Kowarzik, 1913, 6 – *O.n. alleni* Matschie, 1907, 7 – смешанная форма *O.n. lydekkeri* и *O.n.alleni*, 8 – *O.n. koriakorum* Tchernyavsky, 1962, 9 – *O.n. ssp. n. tschuktschorum* Zheleznov, 1990 (чукотский снежный баран), 10 – *O.n. nivicola* Eschscholtz, 1829



Р и с. 62. Распространение баранов на Аляске и в Канаде (по: Nichols, 1978)
1 – *O. dalli dalli*; 2 – *O. dalli stonei*

аласкинского барана в ландшафтах, почти круглый год покрытых снегом, могло привести к столь значительным морфологическим изменениям в окраске" (с. 57).

Один из авторов этой книги (Н.К. Железнов-Чукотский) работал два полевых сезона (1990, 1991 гг.) на Аляске, в тех местах, где обитают именно бараны Далля, и ничего подобного не отметил. Число дней со снегом на Аляске значительно меньше, чем на Чукотке (210–215 и 220–230 соответственно, а на севере Чукотки – 240–250 дней).

При сравнительном анализе краниологических показателей баранов азиатских и североамериканских форм азиатские бараны все же близки к аласкинским, а различия их сводятся к разнице относительной длины носовых костей. У *Ovis canadensis* она больше, чем у *O. nivicola*, и также увеличена в сравнении с баранами *Ovis dalli* (Чернявский, 1984). Такие размеры черепа, как ширина в орбитах, ширина и длина роострума, имеют существенные различия. Таким образом, у современных баранов Северной Азии и Северной Америки имеется определенная схожесть в морфологических чертах черепа, а также тела, но есть и различия, изложенные выше. По среднеазиатским баранам они привели к выделению на территории Северной Азии шести подвидов (Железнов-Чукотский, 1994), ареал которых в сравнении с ареалом североамериканских баранов указан на рис. 61, 62.

Тем не менее гипотеза о двойном переселении баранов и других горных видов, в частности камчатских сурков (кариотипа $2n=40$), как об этом писали Н.Н. Воронцов, Е.А. Ляпунова (1976), в период висконсина до сих пор еще не подтверждена новыми данными, но и не опровергнута. Представления этих авторов сводятся к следующей схеме:

Бараны

Северная Азия		Северная Америка
<i>O. ammon</i> ($2n=56$)	→	<i>O. catclawensis</i>
<i>O. nivicola</i> ($2n=52$)	←	<i>O. canadensis</i> ($2n=54$)

Сурки

Азия		Америка
<i>M. camtschatica</i> ($2n=40$)	←	<i>M. caligata</i> ($2n=42$)
(доплейстоцен)		
<i>M. camtschatica</i> ($2n=40$)	→	<i>M. broweri</i> ($2n=36$)



Р и с. 63. Снежная коза (*Oreamnos americanus*) – обитатель гор Берингии
(рис. Ч. Шварца из кн.: *Big Game of North America*)

Вообще следует отметить и другое – систематика снежных баранов получила развитие лишь в последнее время, в связи с расширением исследований и пересмотром некоторых вопросов положения подвидовых форм баранов Северной Азии и баранов Северной Америки (Чернявский, 1962, 1976, 1984; Сопин, 1980, 1983; Железнов, 1990; Железнов-Чукотский, 1994).

Снежная коза (*Oreamnos americanus*) (Blainville, 1816) (рис. 63). В настоящее время обитает в Северной Америке на Аляске, в основном на южных отрогах Аляс-кинского хребта, и в Канаде, в горах Маккензи, Силуин, Св. Ильи, в северной части

Берегового хребта. Палеонтологических находок мало, и летопись этого парнокопытного горного вида практически отсутствует. Р. Рауш (1977) считает, что снежная коза в числе 20 других видов – послеледниковый переселенец в Северную Америку с юга. К.К. Флеров и др. (1974) полагают, что это вид, несомненно, азиатского происхождения, переселившийся в Северную Америку, предки которого смогли преодолеть равнинные пространства. По крайней мере корни происхождения рода козлов и баранов уходят в Азию, поэтому вероятность переселения снежной козы из западной части Берингии в восточную с экологическим превращением в альпийскую форму достаточно высока. Если сравнить экологию современной снежной козы и горала, то нетрудно установить, что в далеком прошлом они имели единого предка. Это вытекает из того, что филогенетически род снежных коз (*Oreamnos Rafinesque*, 1817) наряду с другими родами, такими, как род горалов (*Nemorhaedus H.Sm.*, 1827), а также роды сероу (*Capricornis Ogilby*, 1837) и *Rupicapra*, вместе составляют трибу *Rupicaprina*, которая входит в подсемейство "козлы и бараны" (*Caprinae Gill*, 1872). Это подсемейство известно в ископаемом состоянии в Италии еще с верхнего плиоцена (Громов и др., 1963). Естественно, что если сопоставлять данные о современном обитании горала в Приморье и сведения К.К. Флерова и др. (1974) о перемещении снежной козы в Северную Америку через БМС, то у нас оснований более чем достаточно, чтобы составить представление об их родственных связях в прошлом и расселении снежной козы также через Командоро-Алеутскую гряду.

Из других родов отряда парнокопытных в конце плейстоцена появляется семейство быков *Bovidae*, из которых известны плейстоценовые як (*Bos (Poëphagus) baikalensis Ver.*), тур (*Bos primigenius Boj.*) и бизон (*Bison priscus Boj.*) (Верецагин, 1980а, б; Барышников и др., 1981). Они обитали в основном в Якутии, но найдены и в Забайкалье, в западной части Берингии; бизоны водились и на Аляске, в восточной части Берингии. Первое их описание принадлежит И.Д. Черскому (1891), но В.И. Громова (1935), пересмотрев все материалы, выделила новую форму *B.p. tcherskii*, населявшую бассейны Анадыря, Колымы, Яны, Лены; встречена она и на Новосибирских островах, и на Чукотке на о-ве Айон (Новейшие..., 1980).

Бизоны занимали территорию Берингии вплоть до голоцена и исчезли лишь в конце последнего оледенения, не позднее 12 тыс. лет назад, хотя по уточненным данным последний бизон исчез уже около 2 тыс. лет назад (Флеров, 1977). Возраст бизона с Индигирки был определен как 29500 ± 1000 лет назад, а на Аляске близ Фэрбенкса найденная мумия молодой самки бизона датирована в 11950 ± 135 лет назад. Находки различных остатков из многих мест и их сравнение между собой, а также копыт, в том числе и других видов, позволили К.К. Флерову заметить одну особенность: конфигурация копыт бизона и северного оленя очень схожа – закругленные или даже серповидные края с большой по площади опорной частью. Ширина передних копыт у самки бизона 2,5 лет составляет 60 мм, а длина по подошве 125 мм. У старых особей эти размеры значительно больше: длина до 190 мм, ширина до 157 мм, что следует рассматривать как адаптивный фактор при перемещении по вязким грунтам. Для сравнения у взрослых особей (8–12 лет) лося (*A.a. Buturlini*) длина передних копыт 160 мм, ширина передних копыт снизу 130 мм; длина задних 170 мм, ширина 110 мм. Как видно, разница в размерах невелика, и в этом случае адаптивные морфологические черты также весьма выражены.

Расселение бизонов и первые проникновения его из Южной Азии на территорию западной части Берингии регистрируются, как уже было сообщено, в раннем плейстоцене. К.К. Флеров (1977) считает, что в то время одни бизоны, обитатели лесов, питались мягкими кормами, а другие – более жесткими. Этот автор полагает, что бизоны, предварительно широко расселившись в Палеоарктике, проникли в Северную Америку (по крайней мере форма *Bison Chaneyi*) в минделе (конец раннего плейстоцена), а по К. Хиббарду и др. (1969) – в иллинойсе (Доби-Спрингс) (табл. 8). В сопоставлении с данными Х.М. Саидовой (1960, 1961) об опускании моря и поднятии

Находки костных остатков евразийских переселенцев в Северной Америке*

Род	Время первого появления	Местонахождение
Ursus	Поздний бланко (нижний плейстоцен)	Сита-Каньон
Mammuthus	Поздний канзас (нижний плейстоцен)	Холломен
Preptoceras?	Поздний канзас (нижний плейстоцен)	Рок-Крик
Bison	Иллинойс (средний плейстоцен)	Доби-Спрингс
Smilodon	Ирвингтон (средний плейстоцен)	Порт-Кеннеди
Gulo	Ирвингтон (средний плейстоцен)	Порт-Кеннеди
Euceratherium	Ирвингтон (средний плейстоцен)	Ирвингтон
Cervalces	Ранчолабреа (поздний плейстоцен)	Франкстаун-Кейв
Rangifer	Висконсин (поздний плейстоцен)	Санд-Дро
Oreamnos	Висконсин (поздний плейстоцен)	Санд-Дро
Ovibos	Висконсин (поздний плейстоцен)	Санд-Дро
Ovis	Висконсин (поздний плейстоцен)	Санд-Дро
Alces	Висконсин (поздний плейстоцен)	Санд-Дро
Bos	Висконсин (поздний плейстоцен)	Санд-Дро
Saiga	Висконсин (поздний плейстоцен)	Санд-Дро
Bootherium	Висконсин (поздний плейстоцен)	Биг-Бон-Лик
Symbolos	Висконсин (поздний плейстоцен)	Биг-Бон-Лик

*Таблица составлена по К. Хиббарду и др. (1969) с изменениями.

дна Берингова моря по времени это приходится на первый поток животных в Северную Америку и относится к началу и середине позднего плейстоцена.

Овцебык (*Ovibos moschatus* Zimm). Обитал на территории Берингии достаточно широко и равномерно. Его костные остатки встречены в Якутии, на Чукотке на о-ве Айон (Новейшие..., 1980), в приграничном районе Приморской низменности в отложениях Уткинских слоев среднего плейстоцена (Шер, 1971). В эпоху вюрма (поздний плейстоцен) овцебыки, по мнению Н.К. Верещагина, Г.Ф. Барышникова (1980а, б), отступили на востоке и север, и, возможно, на Таймыре они сохранились до исторических времен. Из найденных в отложениях костных остатков из различных мест кости конечностей овцебыков были крупнее, чем у ныне живущих в Гренландии и на Аляске (Верещагин, 1959б, в). В Россию животные были завезены на Таймыр и о-в Врангеля в 1975 г. из Канады и Аляски.

В олёрской свите на р. Большая Чукочья были найдены остатки костей преовибоса из трибы *Ovibovini*, выделенного как берингийский (*Praeovibos beringiensis* Sher), а в Северной Америке обнаружены остатки близкого ему аналога (*Praeovibos priscus*). Анализ остатков костей *Praeovibos* и *Ovibos* выявил их значительную разницу, что явилось основанием к отрицанию *Praeovibos* как предковой формы овцебыков (Сokolov, 1953; Громова, 1965; Kahlke, 1964).

Из других отрядов, входящих в фаунистический комплекс Берингии, наиболее многочисленны были хищники. В раннем плейстоцене на территории Берингии уже обитали волк (*Canis lupus*), пещерный лев (*Panthera spelaea* Gold.) и медведь (*Ursus* sp.). По крайней мере остатки костей этих животных были обнаружены в нижней части р. Колымы (Кузьмина, 1977), кроме волка. Последний был найден на Таймыре (реки Анабар, Лена, Оленек), а также в бассейнах Индигирки, Колымы и Яны (Якутия). Там же (кроме Таймыра) были найдены и остатки пещерного льва. Из этого можно сделать вывод: волк обитал на всей западной части Берингии. В позднем плейстоцене появляются на территории Берингии росомаха (*Gulo gulo* L.), бурый медведь (*Ursus arctos*), белый медведь (*Ursus maritimus* Ph.). Форма бурого медведя (*Ursus* sp.) появилась в раннем плейстоцене, но к его концу исчезла (Кузьмина, 1977).

Дополняют комплекс хищников в конце плейстоцена лисица (*Vulpes vulpes* L.) и песец (*Lepus lagopus* L.), который появился в Берингии лишь в конце среднего плейстоцена или даже в начале позднего плейстоцена (Кузьмина, 1977). Палеонто-

логические находки остатков песка позднего плейстоцена обнаружены были на Чукотке, в Якутии, т.е. в центральной части Берингии (Хиббард и др., 1969; Вангенгейм, 1977; Кузьмина, 1977; Kurten, 1966, 1968). Более ранние находки песка были сделаны в Восточной Европе и Сибири. Ряд обстоятельств, в том числе немаловажную роль сыграли и природные факторы, заставили песка переселиться в более южную часть Берингии (Алексеева, 1977), но до Забайкалья, судя по отсутствию там каких-либо находок, зверь не дошел. Общеизвестно, что песец является автохтоном полярных областей, однако следов его в восточной части Берингии пока не обнаружено. В настоящее время песец (*Alopex lagopus* L.) освоил все побережье Чукотки, заходит в материковые тундры, вплоть до Хатырской низменности, обитает также на о-вах Врангеля (фоновый зверь), Св. Лаврентия, Св. Георгия, Св. Павла (Buskirk, Gibson, 1981), а на юге — на о-вах Медном, Командорских и Алеутской гряды. В названные географические точки песец проник, по-видимому, уже в начале голоцена, когда они еще были в последний раз соединены (около 18–7 тыс. лет назад) (Велижанин, 1976).

Волк (*Canis lupus* L.). Представители семейства Canidae Gray, 1821 существовали в Северной Америке и в Европе с эоцена. Филогения семейства Canidae в Северной Америке достаточно хорошо прослежена (Matthew, 1930; Young, Goldman, 1944). Волки имели общих предков с другими плотоядными в семействе Miacid креодонтов, весьма примитивных плотоядных раннего третичного периода. Это были крупные плотоядные с большими, не втягивающимися когтями для захвата крупной жертвы. Это принципиально отличало их от кошачьих, имеющих свое более раннее ответвление от общих предков Miacid. Крупные размеры собачьих с большими когтями сохранились вплоть до плиоцена.

Представители этого семейства достаточно быстро распространились по всей планете, в том числе проникли и на территорию Берингии, кроме Австралии, пока туда человеком не была завезена собака динго. Костные остатки волков в Северной Америке были найдены в основном в Калифорнии на ранчо Ла Брэ, а также в пещере Кимберленда. Несколько похожие уже на современных волков Северной Америки отдельные отклонившиеся ветви группы *Canis* (*Aenocyon*) *dirus* были распространены в основном от Аляски до Атлантического океана и от восточной части Калифорнии до центральных штатов Индианы и Флориды. Любопытно что, когда поселенцы вошли в контакт с семейством Canidae (по времени это относится примерно к 1600–1610 гг.), тогда и появилось официальное название волка *Canis lusaon*, а чуть позднее другое — *Canis lupus niger* — черный волк, который, впрочем, как вид в Северной Америке существует и по настоящее время. По-нашему мнению, это не что иное, как гибрид, корни которого уходят ко времени появления в Северной Америке первых поселенцев. Нынешние серые волки Аляски весьма близки к чукотским. Это проявляется в вариациях окраски, а у некоторых особей и в размерах тела. Вообще, длительная эволюция этого семейства сформировала уже современных представителей рода *Canis* L., 1758, в том числе и принадлежащих к нему волков *Canis lupus* L. В разных частях они известны: в Евразии с олигоцена, в Северной Америке с плейстоцена (Верещагин, 1985). Родословная ветвь этого хищника ведется с плиоцена, а центр его эволюции, по-видимому, находился в Старом Свете, поскольку видообразование последовательных форм от *Canis etruscus* Major (Togge, 1967) до настоящих волков протекало в этой части. В восточную часть Берингии (Аляску) вселился в начале позднего плейстоцена (Nowak, 1979). В западной части его костные остатки обнаружены на р. Большая Чукочья (Шер, 1971).

Среди хищников, ранее проникших на территорию восточной части Берингии (плейстоцен), были волк, лисица, остатки костей которых были найдены в рисских отложениях Аляски (Pewe, Hopkins, 1967; Repenning, 1967).

Судя по находкам костных остатков, волки виллафранка были мелкими, затем уже в позднем плейстоцене появились более крупные особи, известные в Северной Америке с позднего ирвингтона (местечко Хэй-Спрингс) (Куртен, 1976). Сове-

менные подвиды волка в Северной Америке *Canis niger* В. очень близки к *C. etruscus* и китайским волкам, а серый волк *Canis lupus* появляется, по утверждению Б. Куртена, в поздние сроки ранчолабрейской эпохи (соответствует позднему плейстоцену).

Каких-либо существенных морфологических изменений за период эволюции у волка не произошло, широкий экологический диапазон существования вида снивелировал различные и возможные отклонения. Внутривидовые различия волка, как считает А.Х. Макферсон (Macpherson, 1965), были, но, возможно, в значительной степени так же снивелированы распространением контролирующих генов, ответственных за морфологические изменения. Как указывает Н.К. Верещагин (1985), отмечена лишь определенная тенденция в развитии диапазона хищничества, выразившаяся в усилении зубной системы и связанным с этим строением черепа. В частности, подобные изменения проявились в укорочении зубного ряда (Верещагин, 1951). По нашему мнению, это связано с выработанным в процессе эволюции хватательным рефлексом и увеличением нагрузок на челюсть и как следствие этого некоторым ее укорочением.

Подмечен любопытный факт (Верещагин, 1985), что среди остатков ископаемых волков есть многочисленные находки особо крупного волка, череп которого намного (примерно более чем в 1/5 всей длины) превосходил по своим размерам современного. Распространение этого волка ограничивалось лишь Северо-Западом Канады, т.е. Восточной частью Берингии, а также Мексикой, Флоридой и Перу (Nowak, 1979).

В конце висконсина (вюрм) этот гигант-хищник исчез вслед за вымиранием крупных травоядных. Аналогичные процессы протекали в верхнем плейстоцене и на территории восточной части Берингии, где произошли изменения сначала в климате, затем в растительности, после чего исчезли крупные травоядные и разрушилась трофическая связь. Мы уже отмечали, что эволюция волков проходила в Старом Свете, затрагивала при этом, конечно, и волков, обитающих на западе Берингии. Как считает Н.К. Верещагин (1985), родиной четвертичных предков волка была территория в пределах юга Восточной Европы и Передней Азии, откуда и пошло общее расселение.

Белый медведь (*Ursus maritimus*). Здесь следует сказать, что его остатков найдено очень мало, что вполне объяснимо и связано с условиями его жизни, большую часть которой он проводит во льдах и в море. Относительно филогении белого медведя отметим, что родственное древо его и бурого медведя едино. С какого периода произошло ответвление и дифференцирование – вопрос спорный, и единой точки зрения на этот счет нет. Есть мнение, что это средний плейстоцен (Erdbrink, 1953; Kurten, 1964), но уже, как говорилось (Кузьмина, 1977), в раннем плейстоцене на территории Берингии бурый медведь обитал. Некоторые исследователи называют нижний плейстоцен (Thenius, 1947; Верещагин, 1969). На наш взгляд, если исходить из палеогеографии арктических морей (Суздальский, 1976), когда в конце миоцена–плейстоцена, плиоцена–плейстоцена закончились блоковые движения и денудация основной палеогеографической обстановки и событий, дифференцирование родственных ветвей медведей пришлось все-таки на этот период. Кроме того, с этого времени и до наших дней эволюция белого медведя была тесно связана с эволюцией ластоногих – основного объекта его питания (Успенский, 1973, 1977, 1989). Адаптация у ластоногих, как холодолюбивых форм, по мнению ряда исследователей: В.Д. Мэттью (Matthew, 1939), Дж.Л. Дэвиса (Davies, 1958), развивалась в северных морях, и их ископаемые остатки от миоценового до плейстоценового возраста находили многократно (Kellogg, 1922, 1927; Simpson, 1945; Downs, 1953; McLaren, 1960; Mitchell, 1968). Дополняет эти доказательства, на основе кариосистематики, и общеизвестный факт эволюции предков *Ursidae* в эоцене и олигоцене в Палеоарктике (Darlington, 1957; Wurster, 1969). Следовательно, дифференцирование двух форм бурого и белого медведей произошло несколько раньше среднего или даже нижнего плейстоцена.

Остатков белого медведя ни в Северной Америке, ни в Северной Азии не обнаружено (Верещагин, 1973; Ray, 1971).

Бурый медведь (*Ursus arctos* L., 1758). Представителем древнего рода *Ursus* был среднеплейстоценовый *Ursus boeckhi* Schlosser, 1899 (Честин, 1993). Д. Эрдринк (Erdbrink, 1953) считает, что отделение *U. arctos* от *U. maritimus* произошло в середине виллафранка, что несколько противоречит ряду фактов и нарушает принцип сходимости. И. Тениус (Thenius, 1959) ведет точку отсчета с середины среднего плейстоцена, а Н.К. Верещагин (1972а, 1973) – с начала плейстоцена. Однако выше мы уже изложили факты, касающиеся событий того периода. Ранее, в среднем плиоцене, от рода *Ursus* произошли *Ursus minimus* Deveze and Boulet, 1827 и *Ursus etruscus* G. Cuver, 1833.

Медведь (*U. minimus*) был достаточно широко распространен в Европе в нижнем плейстоцене (Erdbrink, 1953). Ряд исследователей (Kurten, 1966; Hegero, 1977) считают, что медведь рода *U. minimus*, имевший родственные связи с медведями *U. etruscus*, положил впоследствии начало современному роду *Ursus arctos* L., 1758, а также другим, в частности американскому (*U. americanus* Poll., 1780) и белому медведю (*U. maritimus* Papps., 1774). Этой точки зрения придерживается и Н.К. Верещагин (1973).

Бурый медведь (*Ursus arctos*) проник на территорию Берингии где-то в плейстоцене. Ф.Б. Чернявский (1984) считает, что наиболее крупные современные медведи на Камчатке (*U.a. piscator*) и на юго-западе Аляски (*U.a. middendorffi*) являются потомками медведей, населявших побережье Берингийской суши в последний период ее существования. Если речь идет только о крупных особях, автор имеет в виду, очевидно, Корякию и Камчатку, то этот факт вообще малоубедительный. Параметры зверя и его весовые характеристики могут зависеть от природных и многих других факторов, и за столь длительный период, как плейстоцен и голоцен, столь крупные особи медведей могли сохраниться до наших дней лишь под влиянием климата, в силу закона термодинамики. Суровые условия на крайнем Северо-Востоке, в которых обитают лоси, олени, те же медведи, – убедительное тому доказательство. И.Е. Честин (1993) утверждает, что каких-либо палеонтологических данных по расселению медведей в Азии нет, что не совсем точно отражает существующую картину.

Например, в Средней Азии, в составе позднеплейстоценового фаунистического комплекса в Куруксае, Ш. Шараповым (1976), а потом Э.А. Вангенгейм и др. (1977) были определены наравне с *Canis arnensis* Del Campana и *Ursus arvernensis* Croizet et Jobert, *U. kuruksaensis* sp. nov. В Китае в толще лишайского хуанту к нижнему горизонту среднего плейстоцена можно отнести местонахождения Чжоукоудянь остатков костей *Ursus angustidens* (Алексеев, 1978). В нижнем плейстоцене к югу от хребта Цинлин в провинции Хубэй близ г. Чаньян в средней части слоя отложений вместе с остатками костей *Canis* sp. найдены и остатки *Ursus angustidens*. На юго-востоке Западной Сибири остатки медведей находили часто, одна из находок *U. deningeri* близ Красного Яра (Давид, 1971). Остатки костей *Ursus* sp. из рода *Ursus* L., 1758 найдены в отложениях Верхнего Приобья (Алексеева, 1980), а пещерный медведь (*Ursus* (*Spelaearctos*) *rossicus* Boris., 1932) – близ Краснодара (здесь особенно много есть находок). Целый скелет *U. cf. arctos* L., 1758 был обнаружен в озерных отложениях р. Шегарки.

Как видим, вопреки мнению И.Е. Честина (1993), можно относительно точно проследить продвижение медведей в сторону Берингии. Уже *U. arctos* L. в позднеплейстоценовых отложениях найден был близ Новокузнецка. В верховьях р. Анадырь, в отложениях зеленых глин, были также обнаружены остатки достаточно крупного бурого медведя. Многие находки остатков костей бурых медведей в других местах описаны в работах (Верещагин, 1973). Затем в конце раннего плейстоцена на юге Западной Сибири, в Присалаирской части Кузнецкой котловины, вместе с костными остатками многих копытных (лошади, бизона, овцебыка, сайги, лося, северного оленя) были обнаружены костные остатки и хищников (пещерного льва, росوماхи, волка и медведей: *Ursus arctos*, *Ursus* sp., *Ursus cf. spelaeus rossicus* Boris.) (Галкина, Форонова, 1980).

Наконец, в карстовых пещерах Приморья Н.Д. Оводовым (1977) было обнаружено около 55 тыс. костей разных животных плейстоценового возраста, в том числе и млекопитающих, принадлежащих 24 видам. Объяснить столь огромное количество костей и останков самого человека, а также костяных и кремниевых наконечников, с одной стороны, затруднительно, а с другой – возможно, не исключено, что это были жилища, сложенные поблизости, кости были занесены. Все это было заилено послойно: нижние слои плейстоценового возраста, верхние – голоценового. Среди позднеплейстоценовых остатков кости мамонта, шерстистого носорога, дикой лошади, бизона и *Cervus nippon*, байкальского яка, косули, изюбра, кабана, горала, волка серого и красного (*Canis alpinus* Pall.), медведя бурого и белогрудого (*U. tibetanus* G. Cuv.), пещерной гиены (*Hyena* sp.), росوماхи (*Gulo gulo*), рыси (*F. lynx* L.), тигра (*Panthera tigris* L.). Среди этих остатков были и принадлежащие кабарге. Эта редкая находка подтверждает гипотезу о переселении кабарги на Сахалин через пролив Невельского. Н.Д. Оводов считает, что в тот период большие площади занимали тайга, и, по-видимому, лесостепной ландшафт с проявлениями гиперзональности.

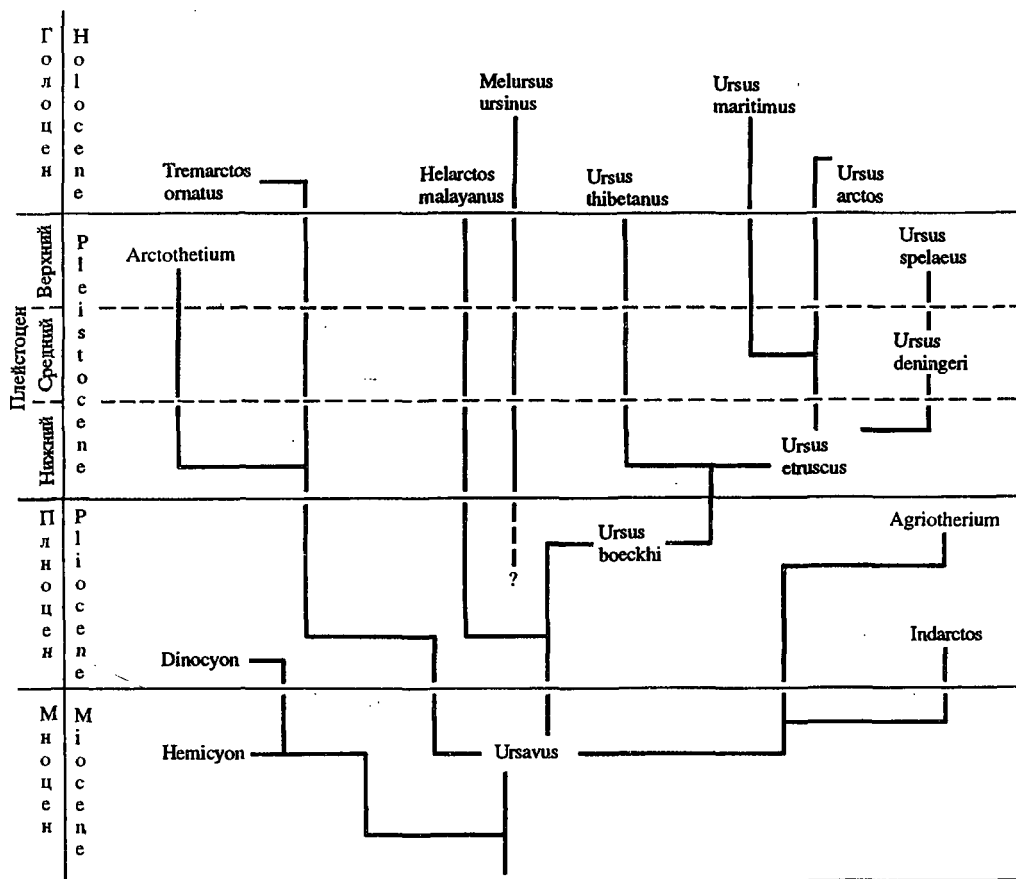
Б. Куртен (1976) полагает, что *U. arctos* поселился на Аляске в течение последнего оледенения, т.е. в позднем висконсине (позднем плейстоцене) (см. табл. 8). Примерно 13 тыс. лет назад, после разделения ледникового покрова, животное проникло в центральные районы Америки. К. Хиббард и др. (1969) указывают, что древний род *Arctodus* впоследствии, в процессе эволюции, экологически замещался молодым родом *Ursus* в составе современных бурого медведя и гризли.

До настоящего времени каких-либо костных остатков плейстоценового возраста бурого медведя в Северной Америке не обнаружено. Переселение его на территорию Восточной Берингии (Аляску) приходится на висконсин, а в дальнейшем – на интервал 13–12 тыс. лет назад (Куртен, 1976).

Мы уже отмечали, что разделение ветвей *U. arctos* и *U. maritimus* произошло где-то в конце плиоцена–начале плейстоцена. Тем не менее, несмотря на ряд фактов, на это разделение существуют три точки зрения (Верещагин, 1972а, 1973; Erdbrink, 1953; Thenius, 1959). Д.П. Эрдбринк указывает на середину виллафранка (середина нижнего плейстоцена), а Н.К. Верещагин – на ранний плейстоцен. Нашей точке зрения, согласно изложенному выше сценарию разделения *U. arctos* и *U. maritimus*, больше отвечает схема эволюции по И. Тениусу (Thenius, 1959) (рис. 64).

Росомаха (*Gulo gulo* L.). Проникнув на территорию Берингии в конце плейстоцена, она играла немаловажную роль в ее палеобиоценозах на трофическом уровне. Предковый род *Plesiogulo* считается главным в эволюции росوماхи (Kurtén, 1970). Рядом исследователей (Kurtén, Rausch, 1959) на основе широкого материала был проведен сравнительный анализ по краниометрии росوماх из Скандинавии и Аляски и была выяснена близость современных форм к плейстоценовым, а различия имелись на подвидовом уровне.

На ранних стадиях эволюции рода *Gulo*, происходившей в плиоцене и плейстоцене, в последний период обособился самостоятельный вид (*Gulo schlosseri* Korm.). По мнению М.В. Сотниковой (1978а, б), этот вид населял приберингийские территории. В западной части росوماха была отмечена, судя по костным находкам позднего плейстоцена, на Берелёхе; в урочище Угамыт были обнаружены остатки костей росوماхи недалеко от палеолитической стоянки охотников (Верещагин, Мочанов, 1972). И.Д. Черский (1891) описал находку росوماхи позднеплейстоценового возраста из отложенный тундр Северной Азии. В восточной части Берингии (Аляска) находок, датированных более поздним возрастом, чем средней плейстоцен, неизвестно (Хиббард и др., 1969). Здесь вряд ли можно согласиться с Е.Н. Матюшкиным (1988), указывавшим на неоднократные контакты различных популяций росوماх, живших в тот период на Чукотке и Аляске. Берингия, как реальная территория, существовала только при БМС, а если открывался Берингов пролив, то здесь вполне уместно говорить о приберингийских территориях плейстоценового периода. Допустив, что росوماха – пионер заселения восточной части Берингии, мы тогда и находки ее



Р и с. 64. Эволюция медведей по Тениусу (Thenius, 1959)

остатков должны датировать более ранним возрастом, чем на самом деле. И главный аргумент, который оставляет без внимания Е.Н. Матюшкин (1988), – это существование трофических связей росوماхи.

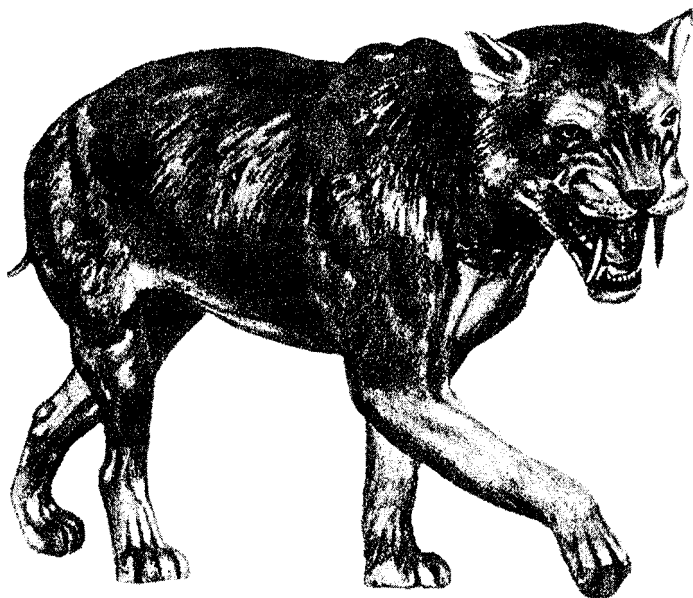
Вряд ли росوماха могла освоить восточную часть Берингии без предварительного расселения туда ее будущих жертв. Пионерами были наиболее подвижные мелкие и средние копытные. Ведь известна общая зависимость хищника от своей жертвы, численность которого изменяется и коррелируется в той же амплитуде, что и численность видов жертв. Эти процессы взаимосвязаны, но протекают с некоторым запаздыванием у хищников, когда изменяется численность их жертв. То, что росوماха – один из самых сильных и хорошо развитых хищников, общепризнано. За сутки в поисках корма она может покрыть расстояние (по данным из полевых личных троплений Н.К. Железнова-Чукотского) до 80–100 км. Ведь ее мышечный аппарат эволюционировал именно в этом направлении. В плейстоцене ее жертвами могли бы быть либо мелкие копытные, из которых можно назвать *Ovis nivicola*, *Saiga tatarica* (которая исчезла в конце плейстоцена) и молодняк *Rangifer tarandus*, а из зайцеобразных – разные формы зайцев при высоком обилии этих зверьков. Не следует сбрасывать и склонность росوماхи к комменсализму вокруг крупных хищников – волка, пещерного льва и группы медведей. При столь широком рационе питания росوماха, как и волк, могла свободно дожить до наших дней.

Рысь (Lynx). Из семейства кошачьих (Felidae), пожалуй, остановимся лишь на ней, поскольку на территории западной Берингии она регистрируется палеонтологами в

переходный период от позднего плейстоцена к голоцену (Кузьмина, 1977), а по данным А.В. Шера (1971) появилась в Берингии уже в среднем плиоцене. На отделение филогенетической ветви рыси от общего ствола семейства на переходном отрезке времени от миоцена к плиоцену указывает Е.Н. Матюшкин (1979), считая что это произошло задолго до обособления крупных кошек рода *Panthera*. По-видимому, все-таки семейство кошек наиболее молодое, хотя бы потому, что у всех ныне населяющих Евразию и Северную Америку рысей число хромосом составляет 28 без каких-либо различий в детальных признаках и количество аутосом одинаковых у видов рода *Panthera* (ирбиса, дымчатого леопарда и др.) (Schauenberg, Jotterand., 1975). В настоящее время на территории Чукотки, Якутии и на Камчатке обитает номинальный вид рыси (*Lynx lynx* L., 1758), на Аляске и в Канаде – *L. canadensis* с двумя подвидами: *L. c. canadensis* Kerr и *L. c. subcolanus* B. В южных штатах Америки обитает *Lynx rufus*, имеет 12 подвигов. Каких-либо уточняющих данных по расселению рыси на территории Берингии, кроме находки в Юго-Западной Сибири у с. Тугулино, на бечевнике р. Оби, левой части челюсти рыси (Алексеева, 1980), датированной средним плейстоценом, нам установить не удалось. Из-за недостатка информации пока нет полной картины расселения этого животного. Отметим лишь, что в европейской части бывшего СССР еще в среднем миоцене появились пантероподобные кошки (*Pseudaelurus*) и тигры – махайроды (Мензбир, 1934). Лишь несколько позднее, в среднемиоценовый период, в Штирии (совр. Тунис) в составе зансанской фауны появляется настоящая кошка (*Felis zitelli*), но в плейстоцене ее след исчезает, хотя М.А. Мензбир, восстанавливая палеофауну, неоднократно упоминает о рыси как хищнике в составе различных биологических групп животных периода, в том числе и о существовании из рода кошек рысей (каракала), саблезубого тигра (*Machairodus*) (с. 120). В.Г. Гептнер, А.А. Слудский (1972) указывают на нахождение ископаемых остатков кошек в плейстоцене, без конкретной их географической привязки.

Семейство *Felidae*, по мнению Дж. Симпсона (1983), в Северной Америке появляется в среднем плейстоцене; впоследствии оно разделилось на два типа. Один тип – это настоящие кошки, в том числе и домашние, тигры и пантеры; другой тип – это саблезубые кошки, которые появились в Северной Америке и встречались в Южной Америке. Это очень сильные, крупные хищники (рис. 65) с увеличенными загнутыми клыками, за что и получили название "саблезубые" кошки. Есть предположение, что они специализировались на особо крупных травоядных животных, таких, как мастодонты. Клыками они закалывали свою жертву (Грант, 1980). Иногда таких кошек называют саблезубыми тиграми. Ряд исследователей (Therius, Hofer, 1960) даже возвели этот тип ископаемых кошек в ранг семейства, но признания это не получило (Громова, 1962; Simpson, 1945). Следует отметить, что в плейстоцене плацентарные саблезубые кошки вытеснили саблезубых сумчатых из-за конкуренции в пище, хотя последние древнее обычных кошек. Палеонтологам был наиболее известен так называемый ножезуб (*Smilodon*). Появление смилодонтов в западной части Берингии, судя по находкам костных остатков, отнесенных к олёрской свите в Якутии (Шер, 1971), отмечено в нижнем плейстоцене. К концу периода эти кошки исчезают на обоих континентах.

По мнению У.Д. Мэтью (Matthew, 1939), вымирание саблезубов в Северной Америке произошло вследствие вымирания крупных копытных. Действительно, в конце плейстоцена число видов и численность вообще растительных животных стали снижаться, а затем они и вовсе исчезли. Вероятно, скорость вымирания травоядных была высокой, а адаптивный диапазон саблезубых кошек из-за снижения численности жертв был невелик; адаптивные зоны, как свидетельствует Дж. Симпсон (Simpson, 1953), были заняты другими хищниками, отчего саблезубые кошки исчезли. Как видим, достаточно было выпасть из биотического блока всего лишь одному биокomпоненту, как разорвалась трофическая связь и структурно в первоначальном составе биотический блок прекратил существование.



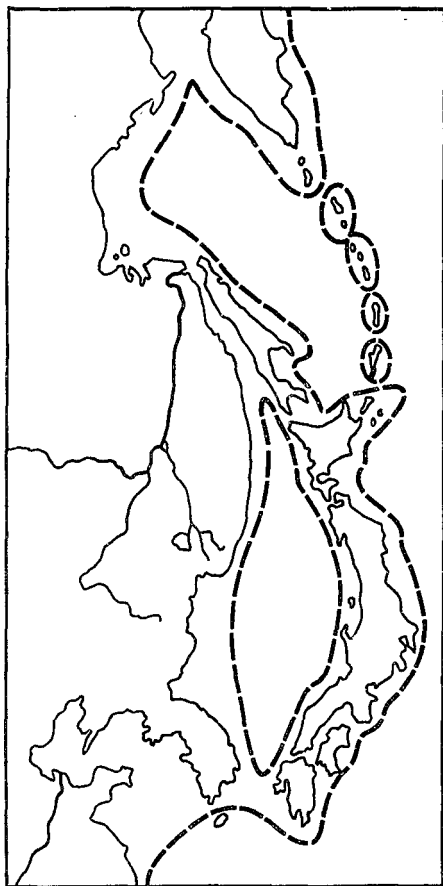
Р и с. 65. Саблезубый кот, живший в восточной части Берингии в среднем плейстоцене (вымер в конце четвертичного периода) (реконструкция по: Джон и др., 1982)

Фауна на территории южной части Берингии, в частности в Приморье, была более богатой, нежели в центральной части. На ней не было сплошного покровного оледенения в плейстоцене, а следовательно, и громадных масс льда, которые могли бы оттеснить животных к югу, в Маньчжурию и Северный Китай (Никольская, 1961; Верещагин, 1967а; Короткий, 1972). Это была окраина ареала мамонтовой фауны, в составе которой появился лишь тигр, заменивший пещерного льва. Других изменений в фауне не отмечено.

Однако вряд ли тогда могло быть такое однообразие. Темнохвойная тайга, судя по составу определенной фауны в пещерах, чередовалась с открытыми редколесными пространствами, а в низменных местах – с открытыми пространствами и открытыми биотопами, по крайней мере с редкостойными березняками и высокими травами. Судя по находкам костей мамонта, он встречался не только в Южном Приморье, Китае, но и на о-вах Сахалин и Хоккайдо (Поносов, 1959; Minato, 1955; Ting Meng-Lin, 1962).

По данным А.М. Короткого и др. (1981), в отложениях оз. Ханка плейстоценового возраста (датируемых поздним вюрмом) трансгрессия была очень мощной – 72–64 м. Растительность костеносных отложений отвечает темнохвойным породам: *Picea* sect. *Euricea* (до 47,5%), *P. sect. Omorica* до 11,3%, *Abies* – 2,6% и малолиственным породам *Betula*. Палиноанализ позволяет подтвердить, что темнохвойная тайга подступала к озеру вплотную. Можно допустить, что и в Приморье в плейстоценовый период (поздний вюрм), когда в Уссурийско-Ханкайской депрессии имело место распространение вокруг озера березово-лиственничных редколесий в нижнем ярусе также было преобладающее разнотравье *Syringaseae* и *Gramineae*. Такая структура ландшафта соответствовала относительному потеплению климата по возрасту, равному 20–18 тыс. лет назад. А возраст "хорольского" погибшего мамонта составил 15300 ± 140 лет. Пути следования животных мамонтовой фауны в Сихотэ-Алинском регионе, как считает А.М. Короткий и др. (1981), были связаны в основном с березово-лиственничными лесами Уссури-Ханкайской равнины и лесотундрой. Это вполне стыкуется с нашими представлениями по реконструкции ландшафтов Берингии, группы которых рассмотрим далее.

Сахалин и Курильские острова, Япония – все это образования континентального



Р и с. 66. Суша Восточной Азии в период максимальной регрессии океана на третьем этапе плейстоцена (показана пунктиром) (по: Криволицкая, 1973; Гитерман и др., 1968; Куренцова, 1973; Урусов, 1988)

генезиса. По мнению В.Г. Лебедева (1968), в тертьере, до плиоцена или в начале его, они составляли единое целое с азиатской материковой частью в результате образования Охотского и Японского морей где-то в неогене. Вследствие неоднократных колебаний уровня океана и морей происходило восстановление речных систем и образование мостов суши от континента через Сахалин и Корейский полуостров к Японии (Худяков, 1972). Это соответствует и представлениям ряда биогеографов (Криштофович, 1932; Кусакин, 1970). В нижнем плейстоцене, когда вновь проявилась вулканическая деятельность, были подняты Курильская гряда (Криволицкая, 1973). Это продолжалось до конца плейстоцена. За этот период было четыре регрессии моря, проливы Невельского и Татарский осушались, и вновь Сахалин соединялся с Хоккайдо, а Японские острова между собой и с п-вом Корея. Северные острова Курильской гряды соединялись с Камчаткой (рис. 66), а та, в свою очередь, через мыс Камчатский – с Алеутской грядой. Именно в это время, по мнению Г.О. Криволицкой (1973), на Хоккайдо и другие острова через Сахалин и с севера через

Камчатку и Корею проникли представители китайской, берингийской флоры и фауны, в том числе мамонт и другие млекопитающие.

По зоогеографическому районированию на основе современной энтомофауны Г.О. Криволицкая (1973) относит Северные и Средние Курильские острова к североберингийской подобласти Камчатской провинции. В процессе эволюции определенное воздействие на энтомофауну этого региона, несомненно, происходило со стороны фаун Восточной Азии, в частности Японии, Приамурья и Китая, а также некоторых отдельных бореальных и субарктических элементов умеренного и холодного климата (Криволицкая, 1973). По сути, между энтомофаунами Берингии и современной мало общего, кроме бореального комплекса голарктических групп Старого и Нового Света, состоящего из 64 видов, за исключением викариантов; например, лубоед (*Alni phagus alni nijji*) в Северной Америке имеет двух викариантов *A. aspericollis* Le Conte и *A. hirsutus* Sch.

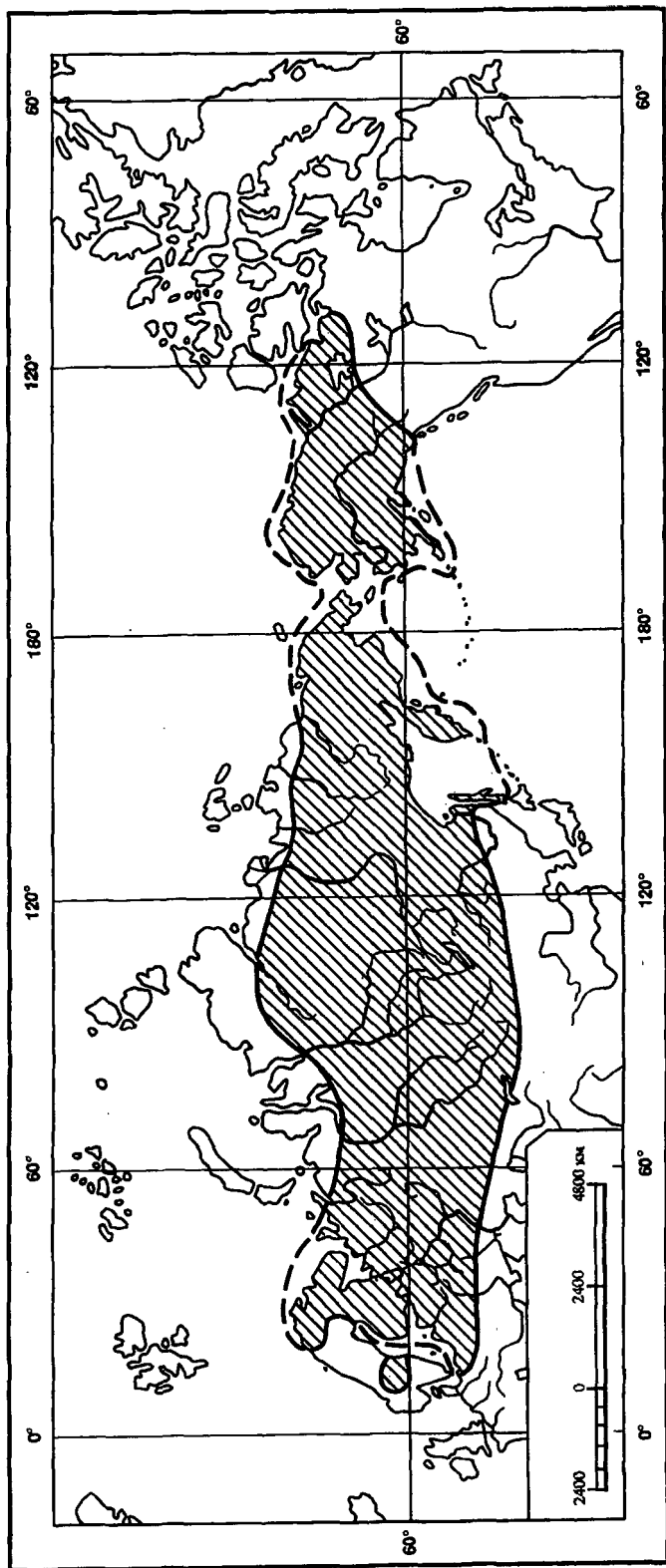
Голарктическая, или восточнобореальная, группа распространена в пределах Палеарктики и Неарктики, она включает около 64 видов (15% общего бореального комплекса). Берингийская составляет всего 11 видов (или 2,6%), которые следует считать остатками фауны общего фаунистического комплекса центральной части Берингии, дошедшего до нас в значительно трансформированном составе. Восточное крыло энтомофауны Берингии далеко распространилось в Канаду, а по долинам и горным отрогам Северной Америки – в южные районы восточного побережья Тихого океана (Криволицкая, 1973).

Северо-Восточная часть о-ва Хоккайдо в меловой период была разделена на две части, и одна из них была соединена с Сахалином и Южными Курилами, другая – с

о-вом Хонсю (Криволицкая, 1973). Обособление Курильских островов как таковых произошло еще в плейстоцене, скорее, даже в начале голоцена в результате тектонических подвижек от о-ва Хоккайдо. До того эта связь прерывалась несколько раз, в течение плейстоцена она восстановилась с образованием общей суши через сахалинско-хоккайдский мост. По другим источникам, очертания окраинных морей Азии были близки к современным (Синицын, 1948, 1962; Лебедев, 1968), но Южные Курилы в плейстоцене были частью континента, а Японское море – внутренним водоемом (Урусов, 1988). Однако до сих пор остается загадкой (Дылис, 1961) произрастание на Итуруп и Шикотане лиственницы курильской (*Larix kurilensis* Mayr), ареал которой, образуемый двумя подвидами, простирается на побережье Охотского моря, центральную часть Камчатки, Татарский пролив до устья Амура. Г.О. Криволицкая (1973) показывает, что между Итурупом и Сахалином была сухопутная связь. Дополнительным доказательством в пользу существования моста от материка к Япония является идентичность видов (*Juglans cinerea*, *Metasequoia disticha*, *Tsuga oblonga*), обнаруженных в нижнегусинских отложениях Пенжинской губы, у мыса Астрономического. Возраст этих отложений датирован верхним плиоценом (Васьковский, 1960; Miki Shigeru, 1952). Кроме того, растения из нижнегусинского горизонта, близкородственны современным горным растениям Китая и Америки. Отсюда можно сделать вывод, что флора нижнегусинского горизонта имеет единый генезис.

Попытаемся реконструировать существование моста: материк – Сахалин через пролив Невельского, далее Сахалин – Итуруп непосредственно или Сахалин – Хоккайдо и затем Хоккайдо – группа островов Командорской дуги. Такое предположение вполне вероятно, считает Г.О. Криволицкая, в силу того, что глубина Южно-Курильского пролива составляет всего лишь 15–90 м, а пролив Екаторины не превышает 260 м, хотя с этим не согласен А.Г. Велижанин (1970). По этому вопросу обратимся к ряду точек зрения, высказанных, в частности, зарубежными исследователями. Одни считают, что в позднеплейстоценовое время Корейского пролива не было вообще (Minato, 1967; Kobayasi, 1972), другие – что этот пролив существовал (Троицкая, 1974, 1975; Фораминиферы..., 1979). М. Минато (Minato, 1966) также утверждал, что все крупные животные, в том числе и мамонты, переместились на Хоккайдо с континента через Сахалин в раннем вюрме, соответствующем позднему плейстоцену. Японский исследователь полагает, что мост суши существовал на месте Сангарского и Корейского проливов, а Японское море было изолировано от Тихого океана, вследствие чего люди, животные и растения перемещались свободно по всей Японской гряде, хотя этому совершенно противоречат более поздние данные (Плетнев, 1978, 1979а, б; Плетнев, Деркачев, 1981; Ingle, 1973). Тем не менее в позднем вюрме отмечалось гляциозвстатическое понижение уровня Японского и Желтого морей до значительных показателей. По одним данным (Короткий, 1982; Емегу, Niino, 1967) – до 70–140 м, по другим (Линдберг, 1973) – до 200–300 м. Следовательно, нет никаких оснований сомневаться в существовании суши между островами Японской гряды. Именно на Хоккайдо были обнаружены остатки мамонтов и бизона, обитавших в позднем плейстоцене (Кальке, 1976; Minato, 1955), а также обитателя Палеарктики *Megaloceros ordosianus* (Young) в местечке Канамори и Тотри в префектуре Нагано (Kamei, 1961). Кабан и пятнистый олень были обнаружены на Сахалине среди костных остатков. Лось обитал там вплоть до XVIII в. (Козырев, 1960; Алексеев, 1974). Что же касается снежных баранов на Курилах, то они там известны с исторических времен (Крашенинников, 1949; Воронов, 1982).

Кроме крупных животных, плейстоценовый фаунистический комплекс составляли и мелкие. Из олёрской свиты были найдены остатки костей копытного и настоящего лемминга, корнезубой полевки (Шер, 1971). Лемминги были представлены двумя родами: *Dicrostonyx* Gloger и *Lemmu* Link – еще в нижнем плейстоцене (Громов, Поляков, 1977). Находки отмечены в западной части Берингии (на Чукотке и в Якутии), но наиболее древним в Берингии является представитель трибы *Prædicrostonyx* Guthrie et Matthews, известный на Аляске еще с плиоцена.



Р и с. 67. Ареал полевки-экономки *Microtus oeconomus* Pall. (по: Чернявский, 1984).

Ю.А. Мекаев (1987) предполагает, что оба рода возникли на территории Берингии, поскольку второй род *Lemmus* ответвлен от общего ствола с родом *Synaptomys* Baird, остатки которого были обнаружены еще в плиоцене на Среднем Урале. Ю.А. Мекаев (1987) справедливо указывает, что для плейстоцена были характерны горные хвойные леса с поясом горной тайги. Это полностью согласуется с нашими представлениями о реконструкции палеоландшафтов Берингии. Плейстоценовые находки *Microtus* были рассеяны на обширном пространстве, вплоть до Забайкалья, и находки обоих родов *Microtus* и *Clethrionomys* появились в Северной Америке где-то в плейстоцене, но, как выяснилось, предки их там не были обнаружены, а значит, они переселились из Берингии. Причем расселиться они могли только через БМС, когда на восточной части Берингии образовался коридор между Лаврентийским и Кордильерским ледниками, где они дивергировали и образовали там уже новые формы. Другие, например полевка-экономка, расселились очень широко (рис. 67).

Правда, существует и другая точка зрения (Пидопличко, 1951–1954) – о том, что предшественником лемминга копытного *Dicrostonyx* является позднплейстоценовый *Pliolemmus antiquus*, описанный из штата Канзас (США) К. Хиббардом (1937). И.Г. Пидопличко считает, и не без оснований, что "эта форма, если не идентична, то, во всяком случае, очень близка к *Dicrostonyx torquatus*" (с. 52), а настоящий *Dicrostonyx* возвратился в Северную Америку в висконсине (Хиббард и др., 1969; Кузьмина, 1977).

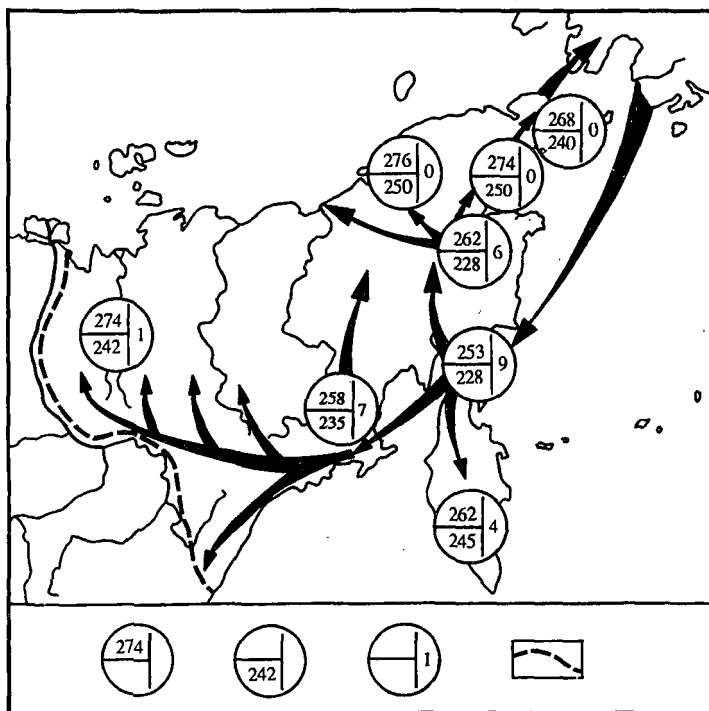
Рассмотрим систематику современных леммингов в приберингийских секторах бывшей территории Берингии.

Ареал современных леммингов на Северо-Востоке Азии складывается из пяти видов, до недавнего времени насчитывалось всего три (Юдин и др., 1976). Лемминг Виноградова (*Dicrostonyx vinogradovi* Ognev, 1948), обитающий на о-ве Врангеля, сравнительно недавно, на основе кариологического анализа (Чернявский, Козловский, 1980; Чернявский, 1984), выделен в самостоятельный вид со стабильным набором хромосом ($2n=38$). Об истории заселения о-ва Врангеля предковой формы *Dicrostonyx vinogradovi* Ф.Б. Чернявский (1984) рассуждает не однозначно, полагая, что оно могло произойти по шельфовой части Берингии в момент соединения острова с материком, а в период разделения развития этого предка шло самостоятельно. Второй путь – это принятие точки зрения Д.М. Хопкинса (Hopkins, 1967) о переселении по отрогу горной гряды хребта Брукса с территории уже восточной части Берингии, что также вполне вероятно. Диплоидные числа у *Dicrostonyx* из Аляски также значительно разнятся и изменяются в достаточно широких пределах ($2n=30-44$). Его подвид – представитель *Dicrostonyx vinogradovi* Ognev, 1948, но со стабильным кариотипом ($2n=28$). Палеарктический представитель, населяющий всю тундровую зону от Колымы до восточной части Анадырского залива, – это копытный лемминг (*Dicrostonyx torquatus* Pallas, 1799).

Третий представитель (*Lemmus sibiricus* Kerr, 1792) – сибирский лемминг. Имеет голарктическое распространение, что подтверждается идентичностью хромосомных наборов леммингов ($2n=50$, $NF=52$ соответственно), обитающих в приберингийских секторах Чукотки и Аляски (Чернявский, 1984). Встречается в тундрах Чукотки, Кольского полуострова, на о-ве Врангеля, в Гренландии. Амурский лемминг (*Lemmus amurensis* Vinogradov, 1924) – четвертый представитель, сравнительно недавно обнаруженный на Чукотке в окрестностях пос. Омолон. И, наконец, пятый представитель – лесной лемминг (*Myopus schisticolor* Lilljedorg, 1844). Преимущественно таежный вид и его ареал совпадает с ареалом бореальной тайги в приберингийском Западном секторе.

Что же касается рода *Sorex*, то он был известен в Северной Америке еще с миоцена. Роды *Clethrionomys* и *Microtus* появились позже: первый в миоцене, второй – в плейстоцене, но на территории лишь Забайкалья (Покатилов, 1966). Есть мнение, что очаг рождения и формирования *Clethrionomys* и *Microtus* находится в Евразии (Шер, 1967).

Следует коснуться еще двух подродов, распространение которых простирается на



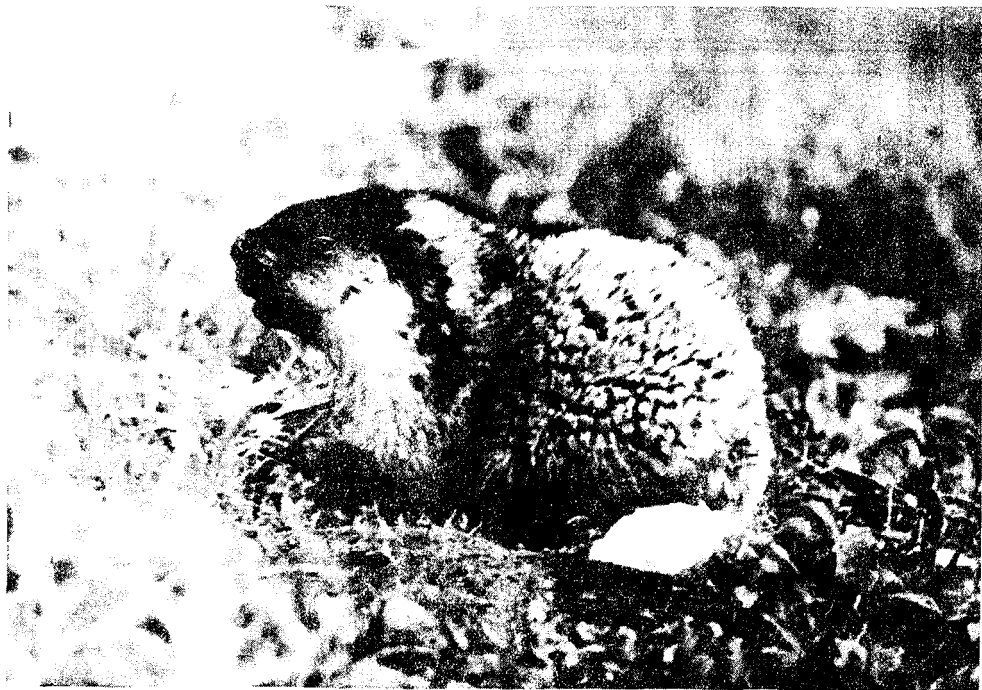
Р и с. 68. Пути расселения арктического суслика (*Citellus parryi* Rich.) в центральной части Берингии в плейстоцене (по: Сердюк, 1986)

1, 2 – длина тела самок (в мм): 1 – средняя, 2 – наименьшая; 3 – число архаичных размерных классов в популяциях по длине тела, черепа, хвоста; 4 – западная граница ареала в плейстоцене

Восточную Сибирь и Северную Америку. Это *Citellus* (*Urocitellus*) *Obolensky et Brand* и *Microtus* (*Stenocranius*) *Kastschenko*. Виды из этих подродов населяют в основном горные ландшафты Восточной Сибири и северо-западную часть Аляски. Переселение сусликов рода *Citellus* происходило из Северной Америки по крайней мере в пять этапов, как считают Н.Н. Воронцов и Е.А. Ляпунова (1976). Установлено, что самыми ранними переселенцами еще в миоцене, возможно и в плиоцене, были *C. xanthorhynchus* Ben. и его дериват *C. citellus* L., принадлежащие к номинативному подроду, намного позднее был *C. parryi* Richardson (Мекаев, 1987).

В.А. Сердюк (1986) на основе изучения морфофизиологических особенностей сусликов (*Citellus parryi* Richardson) и выделения как фенотических признаков морфофизиологического (МП) и биологического (БП) коэффициентов выявил, что самыми древними популяциями оказались зверьки из географических пунктов Атки, Верхоянска и Певека, где МП=1,8, а прогрессивными – из Провиденция и Аляски (МП=4,4). Самый высокий коэффициент биологических показателей оказался для амгуэмских сусликов, а самый низкий – из районов Марково, Корфа (БП=1,0). В популяциях из района Певека, Пушино, Аляски самый низкий показатель МП (0,3–0,5), что вообще свидетельствует об отсутствии в этих популяциях какого-либо биологического прогресса. Характерно то, что самый высокий коэффициент морфофизиологического прогресса оказался у сусликов Корфа, причем в направлении на север и северо-запад этот коэффициент возрастает. По сути, на основании фенетического подхода В.А. Сердюк определил пути и направление расселения сусликов плейстоцена. Оно шло через БМС южным путем на Камчатку и далее (рис. 68). Одновременно часть зверьков, по-видимому, достигла района Марково, где, как оказалось, популяция их была особенно архаичной.

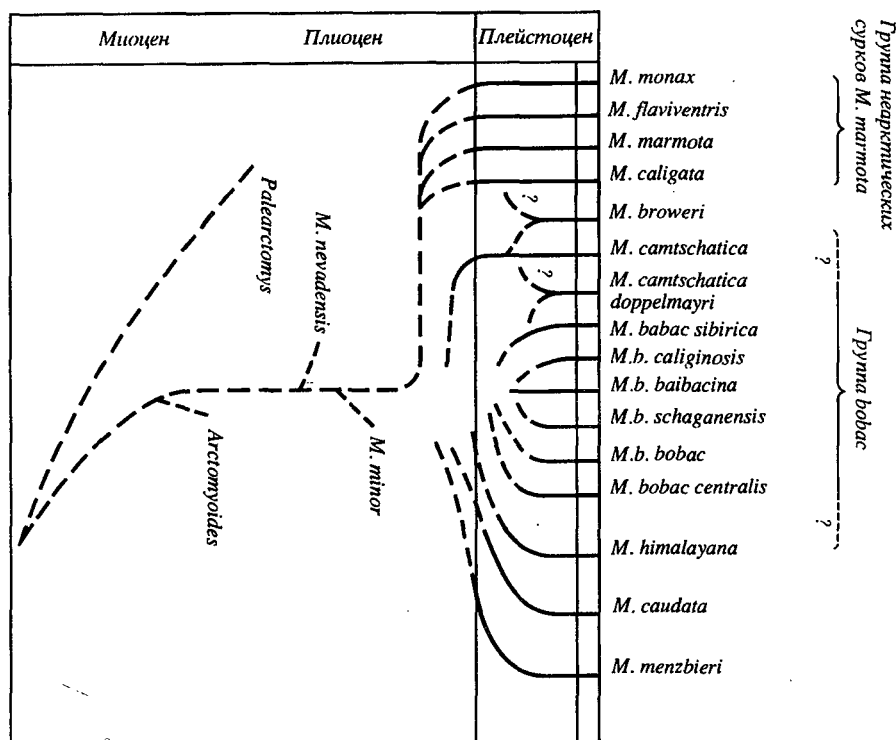
Это подтверждает наши выводы о существовании здесь рефугиума, о котором



Р и с. 69. Черношапочный сурок (*Marmota camtschatica* Pall.) у входа в защитную нору. Чукотка, бухта Гавриила (фото В. Трофименко)

было сказано ранее. Характерно и то, что современные суслики на Аляске из национального парка Мак-Кинли очень мелкие (Сердюк, 1986) и уступают по своим размерам сусликам из Корфы. Суслики Западной Аляски в сравнении с чукотскими также мелковаты (Howell, 1988). Н.Н. Воронцовым и др. (1972, 1976, 1978) на основании наличия трансферринов по отдельным популяциям сусликов Канады и Азии была установлена еще более высокая степень архаичности первых. Это подтвердило гипотезу о вселении сусликов из Северной Америки, высказанную этими же авторами, сначала на восточную часть Берингии, затем, около 24–20 тыс. лет назад, через БМС – на центральную, южную и западную (Воронцов, Ляпунова, 1969, 1970). Причем вселение сусликов шло по долине р. Юкон, потом через южный путь БМС и далее, в месте перешейка Камчатки (60° с.ш.). В целом это подтверждает и дополняет нашу точку зрения и многих других исследователей, что Берингия, особенно ее центральная часть, являлась центром дальнейшего их расселения и расширения прохорезов. К этому вопросу мы еще вернемся.

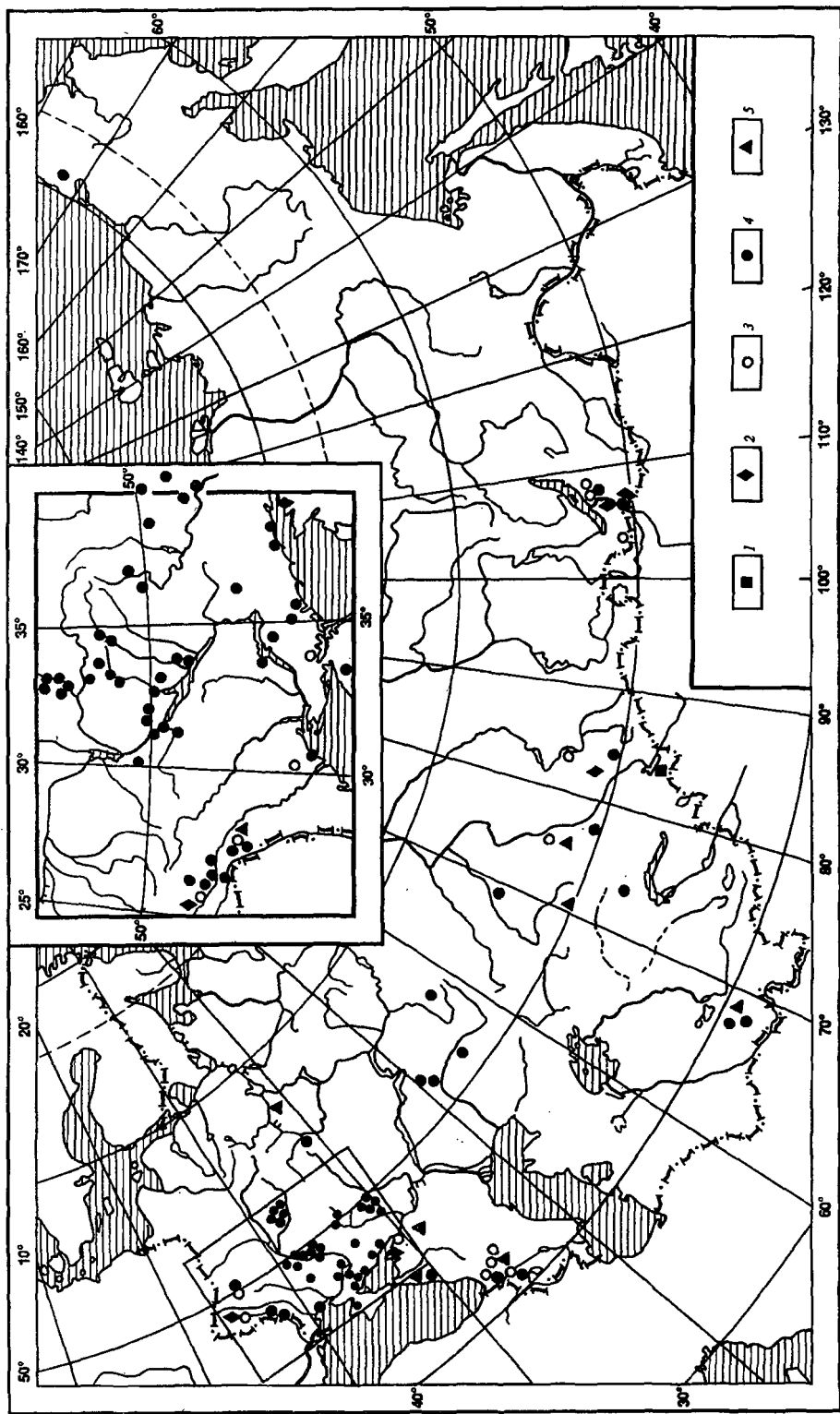
Высказанные ранее предположения американских ученых (Nadler, Youngman, 1969; Black, 1972) о том, что *S. undulatus* – предок *S. parryi* и о переселении его в восточную часть Берингии из Северной Азии, не подтвердились из-за архаичности последних. Окончательное формирование мозаичного ареала *S. parryi* на территории Берингии произошло, как считает В.А. Сердюк (1986), в период голоценового климатического оптимума, где-то около 6–5 тыс. лет назад. До того, в плейстоцене, существовали наиболее крупные его изоляты: ленский, янский, алдано-яно-колымский, а позднее – нижнеколымский, амгуэмский. К тому же времени, по-видимому, относится и расселение на север центральной Берингии и камчатского сурка (*Marmota camtschatica*), где небольшая популяция его сохранилась (в междуречье рек Лельвеергын и Крестовой) почти на берегу Северного Ледовитого океана на расстоянии от ближайших поселений 700–800 км (Железнов, 1991а, б). Там же недалеко были найдены и костные остатки плейстоценового сурка (Громов и др., 1965).



Р и с. 70. Эволюция рода *Marmota* и географических рас (по: Бибиков, 1967, 1989)

Расселение сусликов из Северной Америки в западную Берингию, а затем, после исчезновения БМС, в Северную Америку и Северную Азию происходило самостоятельно, но в Азии, по мнению А.В. Сердюка (1968), оно шло одновременно из шести локальных очагов (см. рис. 68), хотя на этот счет есть и другая точка зрения. Разделение рода *Citellus* происходило не в Северной Америке, а в Старом Свете, т.е. на территории западной части Берингии (Галкина, 1977; Галкина, Форонова, 1980).

Из других грызунов, пожалуй, следует коснуться рода *Marmota*, который в Берингии представляется как черношапочный сурок (*Marmota camtschatica* Pallas) (рис. 69), его кариотип $2n = 40$. Эволюционные корни рода сурков уходят далеко в эпоху плиоцена и даже в олигоцен, разветвление на роды *Palarctomys* и *Arctomyoides* произошло в миоцене (рис. 70) (Бибиков, 1989). Оба рода, определенные по находкам костей остатков животных в отложениях, имеют верхнемиоценовый возраст в Северной Америке (Герасимов, Зимина, 1980). Находки костей рода *Marmota* на территории Северо-Востока датируются началом голоцена, но, по Д.И. Бибинову, этот возраст более поздний – конец плиоцена, правда без каких-либо ссылок на соответствующую фауну или свиту, хотя о находках костей камчатского сурка сообщал А.В. Шер (1971) по слоям Койнатхунского горизонта, датированного поздним плиоценом. Более того, Д.И. Бибиков (1989) указывает, что "к позднему плейстоцену относятся находки остатков сурков в Восточной Сибири (Анадырский хребет)" (с. 7), хотя такого хребта в полном геоморфологическом и орографическом смысле не существует. Совсем недавно была сделана находка в Зайсанской котловине нового вида и рода ископаемого грызуна, по-видимому весьма близкого к мелкому североамериканскому миоценовому сурку – *Marmota vetus* (Шевырева, 1968; Герасимов, Зимина, 1980). Это подтверждает мысль о том, что предки современных сурков как в плиоцене, так и в его конце уже обитали, очаги их местообитаний находились на значительных расстояниях: Украина (Подолія, Прикарпатье, Тернопольская обл.), Приазовье, юг Западной Сибири, Забайкалье и территория Берингии (рис. 71) (Татаринов, 1969, 1970;



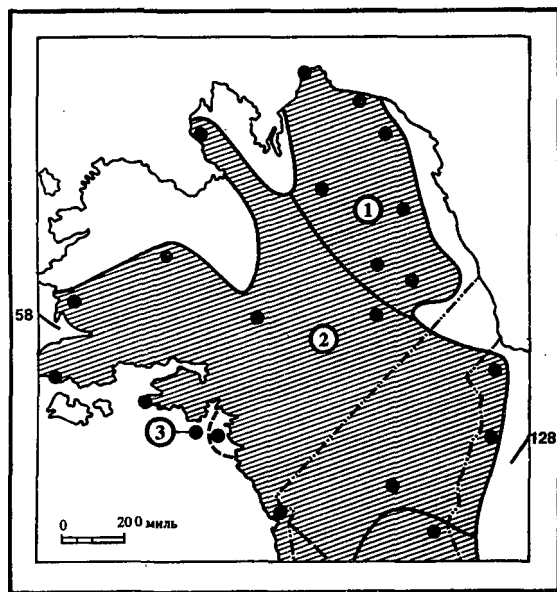
Р и с. 71. Находки ископаемых костных остатков сурков (по: Зими́на, Герасимов, 1980)

1-5 - возраст находок: 1 - миоценовый, 2 - раннеплистоценовый, 3 - среднеплистоценовый, 4 - позднеплистоценовый, 5 - голоценовый; на врезке находки на Украине



Р и с. 72. Современный ареал черношапчатого сурика в Северной Азии (по: Железнов, 1991)

I – Южная Чукотка и северная часть Камчатки; II – собственно п-ов Камчатка; III – Приленско-Якутский блок; IV – Прибайкалье, Забайкалье и юг Якутии; сплошная линия – основные очаги обитаний; точки вне очагов обитания – единичные локальные популяции



Р и с. 73. Современный ареал суриков на Аляске и в Канаде (по: Hall, 1981)

1 – *Marmota caligata broweri*; 2 – *M. caligata*; 3 – *M. sheldoni*

Герасимов, Зими́на, 1980). Остатки плейстоценовых суриков были найдены и на территории Берингии, в верховьях р. Апапельхин на высоте 600 м над ур. моря, в южной части Шелагской гряды. Указанная ранее географическая привязка (Громов и др., 1965; Биби́ков, 1980) неверна.

Наиболее близко к камчатскому сурку на западной территории Северной Америки лежит ареал сурка *M. broweri* (его кариотип $2n = 36$), обитающего на Аляске на хребте Брукса. Южные горные системы населяют другой подви́д сурка – *M. caligata*, кариотип которого составляет $2n = 42$, и вопрос происхождения суриков все еще остается спорным. Р. Рауш и В. Рауш (R. Rausch, V. Rausch, 1971), обсуждая вопрос о родственных связях, склонны считать, что сурики *M. broweri*, т.е. наиболее близкие по современному ареалу к суркам *M. camtschatica*, происходят от общего предка сурка.

**Известные виды ископаемых млекопитающих
в азиатской части Берингии в плейстоцене и голоцене ***

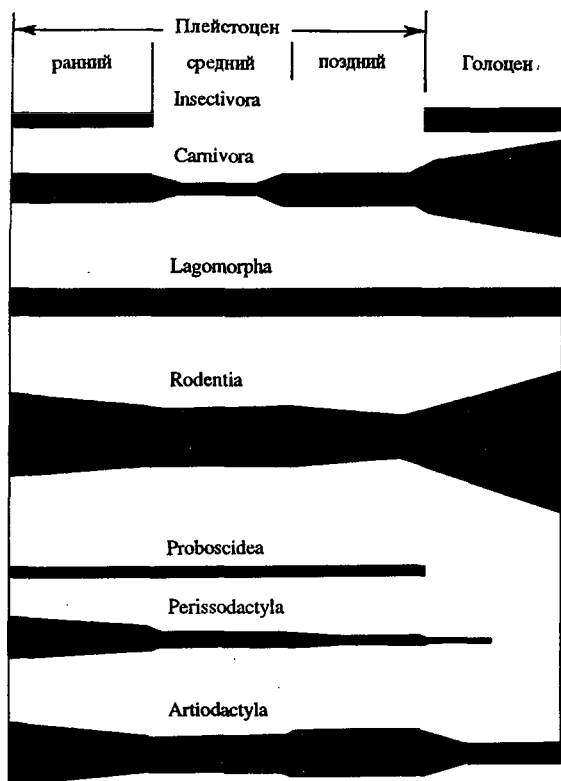
В и д ы

О т р я д Insectivora		
1. <i>Sorex daphaenodon</i> Thom.	11. <i>Discrestonyx torquatus</i> Pall.	12. <i>Felis lynx</i> L.
2. <i>S. arcticus</i> Kerr	12. <i>Alticola macrotis</i> Radde	О т р я д Proboscidea
	13. <i>Arvicola terrestris</i> L.	
3. <i>S. vir</i> Gl. All.	14. <i>Mimomys</i> sp.	1. <i>Archidiskodon meridionalis</i> Nesti
4. <i>S. caecutiens</i> Loxm.	15. <i>Microtus gregalis</i> Pall.	2. <i>Mammuthus primigenius</i> Blum.
О т р я д Lagomorpha		
1. <i>Lepus</i> sp.	16. <i>M. middendorffi</i> Poljak.	О т р я д Perissodactyla
2. <i>L. tanaiticus</i> Gureev	17. <i>M. hyperboreus</i> Vinogr.	
3. <i>L. timidus</i> L.	18. <i>M. oeconomus</i> Pall.	1. <i>Equus (Plesippus) verae</i> Sher
4. <i>Ochotona alpina</i> Pall.	19. <i>Ondatra zibetica</i> L.	2. <i>E. caballus</i> foss. s. l.
	О т р я д Carnivora	
О т р я д Rodentia		
1. <i>Sciurus vulgaris</i> L.	1. <i>Canis Lupus</i> L.	О т р я д Artiodactyla
2. <i>Marmota camtschatica</i> Pall.	2. <i>Vulpes vulpes</i> L.	
3. <i>Citellus</i> sp.	3. <i>Alopex lagopus</i> L.	
4. <i>C. glacialis</i> Vinog.	4. <i>Ursus</i> sp.	
5. <i>C. parryi</i> Rich.	5. <i>Ur. arctos</i> L.	
6. <i>Trogontherium cuvieri</i> E.	6. <i>Ur. maritimus</i> Phipps.	
7. <i>Clethrionomys rutilus</i> Pall.	7. <i>Mustela erminea</i> L.	
8. <i>C. rufocanus</i> Sundev.	8. <i>M. nivalis</i> L.	
9. <i>Lemmus sibiricus</i> Kerr	9. <i>Martes zibellina</i> L.	
10. <i>Myopus schisticolor</i> Lill.	10. <i>Gulo gulo</i> L.	
	11. <i>Panthera spelaea</i> Gold.	

* Составлена на основании данных (Черский, 1876, 1891; Дуброво, 1953, 1957; Васильковский, 1959, 1966а; Вангенгейм, 1961; Верещагин, 1961; Вангенгейм, Флеров, 1965; Пидопличко, 1969; Шер, 1971; Кузьмина, 1972, 1977).

M. caligata, который относят к реликту, появившемуся в восточной части Берингии в позднелайстоценовое время. Какую-либо родственную связь между *M. broweri* и *M. camtschatica* эти авторы отрицают, хотя уже в более поздней работе один из них (Рауш, 1974) считает, что цитогенетические данные пар видов сурков (*M. broweri*—*M. camtschatica*) указывают на их общих предков. В фундаментальной сводке "Сурки" Д.И. Бибилова объяснений этому нет. Камчатский сурок отличается от других сурков, но стоит близко к некоторым из пяти североамериканских сурков, установленным Н.Н. Воронцовым и Е.А. Ляпуновой (1969). Принято считать, что центр видовой обилия группы сурков находится в Северной Америке, в Скалистых горах (Мекаев, 1987). На Северо-Востоке современный ареал его чрезвычайно мозаичен (Железнов, 1991а, б) (рис. 72) и в его структуре можно выделить четыре мощных блока; популяционный ранг сурков, обитающих на этих территориях, требует уточнения: I – Южная Чукотка и северная часть Камчатки; II – собственно п-ов Камчатка; III – Приленско-Якутский блок, включающий северную часть Хабаровского края; IV – Прибайкалье, Южное Забайкалье и юг Якутии. В Северной Америке ареал сурков более равномерен (рис. 73).

Из грызунов восьми видов в плейстоценовый период также одни исчезают, другие появляются. Лишь лемминги выживают (современные лемминги – те же обитатели тундровых ландшафтов, ареал которых охватывает всю тундровую зону). В среднем плейстоцене из обитающих 24 видов (только по находкам остатков костей) осталось всего лишь 17, но появились некоторые новые, в основном крупные и гиганты: из хоботных это мамонт (*Mammuthus primigenius*), заменивший южного слона. Из



Р и с. 74. Динамика числа видов различных родов ископаемых млекопитающих в плейстоцене и голоцене

парнопалых исчезли в среднем плейстоцене (а может, пока нет находок) сайга, зоргелия, як, правиобос.

В конце плейстоцена в западной и центральной частях Берингии продолжается изменение териофауны с выпадением из ее состава ряда видов, в частности из отряда зайцеобразных. Все же наиболее представительным отрядом по числу видов из крупных млекопитающих остаются крупные хищники: волк, медведь бурый и медведь белый (хотя это может быть под вопросом), пещерный лев; появляется россомаха, рысь, лисица, песец. В Приморском крае пещерного льва замещает тигр, но шерстистый носорог исчезает. Таким был в плейстоценовый период биогеоценотический комплекс в азиатской части Берингии (табл. 9). В четвертичный период

была динамика, соответствующая каждому из периодов (рис. 74).

Один из авторов этой книги, более 20 лет занимавшийся изучением взаимоотношений современных крупных копытных, хищников, растительности, рассматривал такое сообщество на системном уровне как блок, составляющий часть любой системы, в которой он функционирует как подсистема на уровне или в аспекте связей пастбище–копытные–хищники (Железнов, 1990, 1991в, г; Железнов-Чукотский, 1994; Zheleznov, 1991).

Применяя принцип актуализма, рассмотрим функционирование сложившегося плейстоценового биотического блока. Тогда он состоял из крупных и средних копытных (11 видов), крупных и средних хищников (12 видов) на основе трофоценотических связей. Следует заметить, что в составе этого блока с учетом этих связей существовали еще и грызуны – семь видов, у которых была трофическая связь с растительностью. Зайцеобразные дополняли этот биотический блок плейстоценовой экосистемы также через трофическую связь с растительностью, с одной стороны, и хищниками – с другой. Были тесно связаны с хищниками, пищей которых являлись.

В качестве пищи грызуны также использовали растительность, являясь одновременно жертвами хищников, но более мелких – лисицы, песца, которые могли быть и комменсалами для крупных хищников: пещерного льва, волка, россомахи. Последние были тесно связаны трофически с непарнопальными (два вида – многочисленные лошади и шерстистый носорог) и с различными оленями. Скорее всего, это был северный олень, как наиболее стойкий в экологическом отношении к природным условиям и выживший до наших дней. На шерстистого носорога вряд ли охотились даже крупные хищники, и связь их с ним была маловероятной, поскольку это было очень крупное животное – высота около 1,7 м, а длина туловища более 3 (Кожамкулова, 1981).

На юге Приморья ландшафтно-климатическая обстановка позднелейстоценового

Отряды плейстоценовых наземных млекопитающих Северной Азии и Северной Америки*

Отряд млекопитающих	Север- ная Азия	Север- ная Амери- ка	Отряд млекопитающих	Север- ная Азия	Север- ная Амери- ка
	число видов			число видов	
Сумчатые (Marsupialia)	—	1	Грызуны (Rodentia)	19	40
Насекомоядные (Insectivora)	4	9	Хищные (Carnivora)	12	22
Рукокрылые (Chiroptera)	—	12	Хоботные (Proboscidea)	2	4
Приматы (Primates)	—	1	Непарнопалые (Perissodactyla)	4	4
Неполнозубые (Edentata)	—	8	Парнопалые (Artiodactyla)	11	24
Зайцеобразные (Lagomorpha)	4	3	Всего	56	128

* Составлена на основании данных (Черский, 1876, 1891; Дуброво, 1953, 1957; Васьковский, 1959, 1966а; Вангенгейм, 1961; Верещагин, 1961; Вангенгейм, Флеров, 1965; Пидопличко, 1969; Хиббард и др., 1969; Шер, 1971; Кузьмина, 1972, 1977).

периода с максимальным похолоданием имела также свой состав териофауны: это мамонт, лошадь, бизон, пещерная гиена (Николаева, 1959; Ганешин, Смирнов, 1960; Верещагин, Оводов, 1968; Оводов, 1977; Короткий, 1981, 1988г; Minato, 1955, 1967; Shikama, Onuki, 1962). На окраине ареала в мамонтовой фауне были и другие нетипичные представители: шерстистый носорог, таежный вид – тигр и мелкие олени.

Таким образом, на всей территории Берингии в период плейстоцена сложился особый фаунистический комплекс (табл. 10), который можно охарактеризовать, с одной стороны, как комплекс открытых пространств, а с другой – как смешанный комплекс обитателей лесотундры, еловых лесов с различными вариантами. Попытаемся характеризовать палеоландшафты. Если сравнить данные (табл. 3, 11, 12) изменения характера растительности из разных источников по Чукотке и Камчатке в нижнем, среднем и верхнем плейстоцене и варианты реконструкции растительности в эти периоды, то для обоих регионов обнаружится однотипность растительности с некоторыми ее вариациями. В нижнем плейстоцене на Камчатке это широко развитые открытые пространства, чередующиеся с лиственными лесами, в определенных мезоклиматических условиях леса из каменной и белой берез. Для среднего плейстоцена и его начала это темнохвойная тайга с примесью пихты, лиственницы, сосны, березы. Еловые леса – в Центральной и Восточной Камчатке, присутствуют варианты березовых и березово-еловых лесов, также с развитием широких пространств. К северу Камчатки растительность в среднем плейстоцене близка к современной, т.е. лесотундра. Средний плейстоцен для Камчатки в межледниковье характерен развитием пихто-еловых лесов, т.е. присутствует тот же вариант растительности. В верхнем плейстоцене также развита темнохвойная тайга, но более разреженная. Для Центральной Камчатки характерны открытые пространства с образованием осоковых болот и злаково-разнотравных лугов. Здесь же широко распространены варианты тундровых, болотных и луговых ассоциаций. Северная граница Камчатки проходит где-то по 60-й параллели с.ш., в этом месте в настоящее время располагается низменность, которая в период трансгрессий заполнялась морем или, возможно, была заболоченной, а при поднятии дна превращалась в широкую равнину, по которой и расселялись животные. При продвижении на север в раннем плейстоцене на Чукотском полуострове (центральная часть Берингии) произрастали редколесья и кустарниковые тундры в одних вариантах, в других – тундры с участками еловых лесов и ассоциации с примесью хвойных и мелколиственных лесов. В среднем плейстоцене в центральной части Берингии (Чукотский полуостров) сохраняются леса, сфагновые ельники, с ва-

О.М. Петров, 1966					Н.В. Муратова, 1973		
ПЛЕЙСТОЦЕН	ВЕРХНИЙ	Искатеньские слои		Кустарниковая тундра (лесотундра?) с березой и ольхой	ВЕРХНИЙ		
		Амгуэмские слои				Песчаные слои	Кустарниковые тундры, аналогичные современным в местах преобладания ассоциаций с ольховником
		Банкаремские слои		Лесотундра		Яблоневые слои	Приледниковая растительность "тундростепи"
		Конергинские слои				Вороженинские слои	Тундры, аналогичные современным в местах распространения ассоциаций с кустарничками
		Валькатленские слои		Кустарниковая тундра			
	Арктическая тундра						
	СРЕДНИЙ	Крестовская свита	Верхняя подсвита	Тундра с обилием полыньи ?	СРЕДНИЙ	Дюнная свита	Сфагновые и осоково-сфагновые болота и участками еловых редколесий
			Средняя подсвита	Арктическая тундра			
			Нижняя подсвита				
		Тисквэемские слои		Лесотундра		Океанская свита	Редкостойные сфагновые ельники
	НИЖНИЙ	Пинакульская свита		Арктическая тундра Кустарниковые тундры	НИЖНИЙ	Великореченские слои	Тундры с участками еловых редколесий

С.Ф. Бискэ, 1978			Прибрежные районы				Внутренние районы	
ВЕРХНИЙ	Поздний верхнечетвертичный ледниковый	Каменная тундра	ВЕРХНИЙ	Конергические слои	Травянисто-кустарничковые тундры, тундростепи			
	Поздний верхнечетвертичный межледниковый	Тайга и лесотундра (на побережье тундра)						
	Ранний верхнечетвертичный ледниковый	Тундра и "тундростепь"						
	Ранний верхнечетвертичный межледниковый	Лесотундра и тундра		Валькатленские слои	Кустарничковые, травянисто-кустарничковые тундры	Тундростепи, травянистые тундры		
СРЕДНИЙ	Поздний среднечетвертичный ледниковый	Лесотундра	СРЕДНИЙ	Морена	Травянисто-кустарничковые тундры			
	Ранний среднечетвертичный межледниковый			Крестовская свита	Верхняя подсвита	Кустарничковые, травянисто-кустарничковые тундры	Туркутская свита	Леса, лесотундры с участием темнохвойных пород, кустарничковые тундры
						Травянисто-кустарничковые тундры		Тундростепи
						Заболоченные кустарничковые и травянисто-кустарничковые тундры		
НИЖНИЙ	Нижне (ранне) четвертичный доледниковый	Тундровые ассоциации с примесью представителей хвойно-мелколиственных лесов	НИЖНИЙ	Пинакульская свита	Заболоченные моховые и кустарничковые тундры			Редколесья и кустарничковые тундры

Изменение характера растительности Камчатки в плейстоцене (по: Мелекесцев и др., 1974)

Система	Отдел	Ярус	Эпоха	Западная Камчатка	Центральная Камчатка	Северная Камчатка	Восточная Камчатка
Четвертичная	Плейстоцен	Верхний	Ледниковая	Открытые пространства, затопленные моховыми и осоковыми болотами. Луговые и лугово-болотные ассоциации. Участки березовых и ольховых лесов	Широкое развитие открытых пространств. Участки листовничных лесов и каменных березняков. На склонах гор ольховый и кедровый стланник	Растительность тундры и лесотундры	Широкое распространение тундровых, болотных и луговых травянисто-кустарничковых ассоциаций. Небольшие участки березовых и ольховых лесов
			Межледниковая	Растительность лесотундры. Широкое развитие луговых и болотных ассоциаций. Березовые и ольховые леса. Участки темнохвойных лесов из ели и пихты с участием сосны и березы	Темнохвойные еловые, елово-лиственничные леса, листовничных. Леса из каменной и белой березы. По поймам рек заросли ольхи и ивы, на склонах гор стланник	III фаза: еловые, сосновые леса, большое распространение кустарничковых группировок II фаза: сосновые (сосна обыкновенная) и сосново-березовые леса, кустарничковые группировки I фаза: еловые, сосновые леса, мелколиственные сосново-березовые леса	
			Ледниковая		Широкое развитие открытых пространств – осоковых и моховых болот с кустарниковой березкой, разнотравно-злаковых лугов. Листовничники, участки березовых лесов. По склонам гор заросли стланника	Растительность тундры и лесотундры: кустарничковые, травянисто-кустарничковые ассоциации	
Четвертичная	Плейстоцен	Средний	Межледниковая		Участки темнохвойных еловых лесов с примесью пихты и, возможно, кедра. Листовничники и сосново-лиственничные леса. Березовые леса из каменной и белой березы, по склонам гор ольховый и кедровый стланник	Пихтово-еловые леса с участком листовнички и сосны. Лугово-лесные, лугово-болотные, травянисто-кустарничковые ассоциации	Еловые леса с примесью пихты и березы. По склонам гор березняки и ольховый и кедровый стланник. Березовые леса. По склонам гор ольховый и кедровый стланник
			Ледниковая		Листовничные леса. Широкое развитие открытых пространств. Березовые леса из каменной и белой березы, по склонам гор ольховый и кедровый стланник		
			Доледниковая		Темнохвойные еловые леса с примесью пихты, листовнички, сосны, белой березы и широколиственных. Березняки из каменной березы. По берегам озера ольховники, на склонах гор ольховый стланник	Растительность современного типа	Березовые и березово-сосновые леса с примесью широколиственных. По склонам гор ольховый и кедровый стланник
Третьичная	Плиоцен	Верхний					

риантами современной лесотундры и заболоченных кустарников. По-видимому, в зависимости от микроклимата, типов почвы, в условиях сложной орографии эти ассоциации чередовались через переходные участки заболоченных кустарников тундр с широкими открытыми пространствами, похожими на равнины, но это были не равнины и не саванны.

В верхнем плейстоцене на Чукотке местами сохраняется лесотундра, но характерная для более мягкого климата, поскольку далеко на севере в амгуэмских слоях отражены варианты лесотундры с березой и ольхой. На побережье севера Берингии сохраняются тайга и лесотундра.

Таким образом, можно с уверенностью говорить о существовании в плейстоцене на Камчатке и Чукотке вариантов темнохвойной тайги, чередующейся с вариантами смешанных мелколиственных, разреженных лесов. По мере движения на север Берингии отмечается существование лесотундры, с чередованием открытых пространств и участками с вариантами кустарниково-травянистой растительности, развитием открытых и широких пространств, занятых осоковыми ассоциациями и разнотравными лугами.

Именно этому и соответствует сформировавшийся фаунистический комплекс, часть млекопитающих из которого нами перечислена выше. Во внимание не были приняты еще ряд отрядов, подчеркивающих это соответствие нашим выводам. Прежде всего к ним следует отнести отряд зайцеобразных и грызунов. Среди первых в раннем, среднем и позднем плейстоцене присутствуют различные формы зайцев (*Lepus* sp., *L. tanaiticus* Gur.). Естественно, при обилии травянистой растительности и широких равнин можно говорить о высокой их численности. Зайцы являлись одновременно кормом для крупных и средних хищников: волка, росомахи, лисицы и песца.

Наиболее часто встречались в находках костных остатков различные формы сусликов (*Citellus* sp., *C. glacialis* Vin.), датируемые ранним и средним плейстоценом, а также лемминги (*Dicrostonyx torquatus* Pall, *Lemmus sibiricus* Kerr), полевки. Насекомоядные были представлены всего лишь одним видом (*Sorex daphaenodon* Thom.). Ранее мы уже указывали, что морфологические черты структурных комплексов земной поверхности сформировались еще во второй половине миоцена, а в конце его в Северо-Восточной Азии возник гольцовый пояс. В западной части Берингии главные элементы рельефа сформировались в миоцене, и тогдашний облик сохраняется и поныне. На Аляске эти процессы закончились в мезозое. Современный рельеф Сибири и Дальнего Востока окончательно сложился в конце плейстоцена и в начале голоцена (Вдовин, 1976).

Таким образом, рельеф Берингии напоминал современный. Камчатка, Якутия, Чукотка, Забайкалье, как и в плейстоцене, – это главным образом горные страны. И конечно, был высотный пояс, с присущим для него более богатым во флористическом отношении альпийским поясом. Поясность не была более выраженной. Существовала и аazonальная растительность. Расселение одних видов животных шло вдоль хребтов, других – через широкие открытые пространства. Вот почему не во всех отложениях слою идентифицируются с другими, хотя и близким в том же регионе. В плейстоцене в связи с направленно-ритмическими изменениями климата на юге Дальнего Востока также происходили эволюция ландшафтов и в целом перестройка ландшафтно-растительных зон (Караулова, 1974; Короткий, Караулова, 1975; Алексеев, 1978; Голубева, Караулова, 1983). В общей их структуре преобладали палеоландшафты с растительными ассоциациями сосново-широколиственных лесов и возрастанием элементов фригидной растительности. В высотном отношении в верхней границе леса также происходит перестройка с отмиранием термофилов и стабилизацией холодолюбивых видов. Верхняя граница леса была на 300 м выше современной (Короткий и др., 1985).

Палеоландшафты плейстоценового комплекса соответствовали вариациям климата на всей территории Берингии, в том числе и в горных системах, отчего

Группы палеоландшафтов Западной части Берингии

№ п/п	Типы и группы палеоландшафтов
Типы палеоландшафтов	
I.	Таежные (северотаежные, среднетаежные, южнотаежные)
II.	Лесолуговые
Группы палеоландшафтов	
1.	Низменные озерно-болотные палеоландшафты с кустарниками, пушицей и осоками
2.	Палеоландшафты низменных равнин, перемежающиеся с холмгорьем, открытые лесотундры и кустарники
3.	Палеоландшафты морских побережий и обширных низин с болотами, озерами, дельтами рек
4.	Палеоландшафты приморских равнин с березняками, ольхой и кустарниками
5.	Палеоландшафты холмистых возвышенностей с высотами до 200–500 м
6.	Палеоландшафты предгорий, покрытые еловыми лесами
7.	Низменные приморские палеоландшафты, покрытые редкостойными хвойными лесами с примесью березняков и ольхи
8.	Палеоландшафты плоскогорий с высотами от 500 до 700 м, покрытые лесотундрой
9.	Надпойменные палеоландшафты равнинных пространств
10.	Надпойменные палеоландшафты аэоального типа
11.	Пойменные палеоландшафты с разреженными лиственными лесами
12.	Пойменные палеоландшафты аэоального типа с мелколиственными лесами
13.	Травяные водно-болотные палеоландшафты
14.	Северотаежные палеоландшафты с лиственными лесами и кустарниками по склонам гор
15.	Палеоландшафты южнотаежной темнохвойной тайги
16.	Низкогорные палеоландшафты до 700 м таежного типа с еловыми лесами, сосной
17.	Среднегорные палеоландшафты таежного типа
18.	Гольцовые палеоландшафты с осыпными склонами и зарослями берез и кустарников
19.	Палеоландшафты рефугиумов. Растительность: мелколиственные леса с примесью ели, сосны
20.	Долинные палеоландшафты с лесоболотным комплексом и травяно-луговыми сообществами
21.	Переходные палеоландшафты елово-пихтовые
22.	Палеоландшафты переходных кедрово-еловых лесов в травяно-зеленомошные леса
23.	Палеоландшафты низменных эоловых равнин (характерны были для Якутии)
24.	Палеоландшафты озерно-аллювиальных депрессий
25.	Палеоландшафты луговой растительности низменных равнин и лесных массивов

растительность даже на Камчатке, в ее центральной, восточной и западной частях различалась, хотя и незначительно. Никаких саванн на территории Берингии, как утверждают многие ученые, не было.

Суммируя данные по геологии, палеогеографии морей, палеоклимату, согласно изложенному выше биоценотическому блоку, попытаемся реконструировать основные группы палеоландшафтов того времени (табл. 13). Главные типы палеоландшафтов – таежные (северо-, средне-, южнотаежные) и лесолуговые – были достаточно многочисленны. Широко распространились лесные, долинные и озерно-болотные палеоландшафты. Весь этот комплекс дополняли многочисленные отряды птиц, расселившихся на широких пространствах Берингии. В целом это составляло тогда единый для каждого физико-географического района биогеоценотический комплекс.

Несомненно, что фаунистический комплекс из млекопитающих изменялся по составу видов и их числу в каждом отряде. Уже в среднем плейстоцене, в основном на территории Берингии жили обитатели широких пространств, занимавшие в основном биотопы низменностей: мамонты, лоси, олени, пещерные львы, волки, россомахи, бурые медведи. В переходных зонах также обитали мамонты, лошади, шерстистый носорог, пещерный лев, бурый медведь. Высотный лесной и редколесный пояс могли занимать бараны, олени, россомахи, бурый медведь; альпийский – сурки и, возможно, бараны.

Обитание баранов в тот период выше лесного и в альпийском поясе могло быть

спорным. Проведенный анализ размеров тела и мест их современного обитания в ряде еще сохранившихся низкогорьев свидетельствуют об освоении этими животными биотопов, характерных для холмогорья или даже равнинных. В горы и верхний пояс снежных баранов загнал охотник (Железнов, 1980б, 1990; Железнов-Чукотский, 1994).

В среднем плейстоцене ряд видов исчезают, другие в процессе эволюции изменяются, принимая новые видовые и подвидовые формы. Полностью исчезает отряд насекомоядных (возможно, нет находок), правда в составе всего лишь одного вида (*Sorex daphaenodon* Thom.). Но зато в позднем плейстоцене появляются новый род и вид *Ovibos*, *Ovis*, хотя другие виды из этого рода, например архар и аргали (*Ovis ammon* L.), отмечались в Казахстане еще с плейстоцена (Кожамкулова, 1981). Сначала это были очень крупные животные, а потом стали мельчать (Громова, 1965). Как мы уже отметили, это могло объясняться изменением климата в сторону его потепления и связанным с этим процессом теплообмена животных.

Несомненно то, что фауна Северной Азии и Северной Америки, прежде чем окончательно сформироваться в том составе, в каком она существует сегодня, прошла эволюционное горнило в прошлом, пережила мощное давление со стороны многих природных факторов, различные стихии, возможно даже и из-за конкуренции, жестокую внутри- и межвидовую борьбу, через совершенствование во взаимоотношениях хищника и жертвы и, наконец, дожила в трансформированном состоянии до наших дней. Формирование современной фауны млекопитающих осуществлялось на той основе, которая заложилась в плейстоцене и даже еще ранее. Часть родов за этот период, как мы уже отмечали, вымерла, другие эволюционировали и получили вполне определенное филогенетическое развитие, изложенное нами по ряду видов: лось, медведь, баран.

Поскольку ландшафты также эволюционировали и претерпевали сложную трансформацию и даже генетическую перестройку, то соответственно это отразилось на ареалах всех животных, которые также физиономически и структурно видоизменялись, особенно по маргинальным границам, где эти перестройки происходили быстрее и глубже, нежели в центре ареала. Скорость эволюции всего комплекса зависела от скорости процессов в биосфере. В тех случаях, когда происходили определенные запаздывания и нарушения параллелизма в отдельных звеньях плейстоценовых экосистем при эволюции всей биосферы, эти экосистемы разрушались, а отдельные биокomпоненты могли адаптироваться к конкретным условиям, в противном случае также погибали или замещались другими. Такая картина была вполне вероятной, поскольку эти процессы весьма длительны. Например, в восточной части Берингии древние роды *Plesippus* – лошади из группы зебр и трехпалые лошади – были замещены молодыми родами: крупной лошадью *Equus s.s.* и мелкими формами *Equus* (*Hemionus*) (Хиббард и др., 1969). Другой пример: род *Arctodus* – древних медведей – был замещен *Ursus arctos* – современным бурым медведем и гризли. В южном мегаблоке Берингии произошло замещение пещерного льва тигром.

Тщательный анализ фауны Берингии позволил заключить, что расселение происходило в основном в плейстоцене, и первые животные появились в восточной части Берингии, согласно К. Хиббарду и др. (1969), в основном в висконсине (см. табл. 8), что соответствует позднему плейстоцену. Не совсем ясны вопросы переселения и существования в составе современной фауны восточной части Берингии снежной козы, а в западной части кабарги, добравшейся лишь до Сахалина. Последняя, по-видимому, не торопилась, да и начала свое расселение с некоторым опозданием, а завершить его не успела из-за быстрой смены природной обстановки.

То же можно сказать и о других видах, например шерстистом носороге (*Coelodonta antiquitatus*), остатков которого в восточной части Берингии пока не найдено. Зато совсем недавно было обнаружен рог, без сомнения, шерстистого носорога (хранится в музее пос. Эгвекино) в районе оз. Экитики (179°30' в.д., 67°30' с.ш.). Озеро расположено в горной части мощного горного узла Амгуэмо-Куветского массива. Носорог

мог пройти только с севера, по самому короткому пути. Мы уже ранее отмечали, что современный рельеф территории Берингии закончил свое формирование в целом в плиоцене. Это касается и района находки рога шерстистого носорога – оз. Экитыки (Глушкова, Смирнов, 1989).

Анализ споропыльцевого комплекса озерных отложений позволяет заключить, что здесь в то время доминировали листопадные формы деревьев и кустарников с преобладанием березы, ольхи, ивы, а из травянистых растений – злаковых, осоковых, лютиковых и портулаковых. В целом, реконструируя растительный покров, можно утверждать, что в этом районе были аazonального типа ландшафты с пойменными мелколиственными лесами при участии термофилов – листопадников. Причем в других отложениях регистрировались группы спор плаунка сибирского, камнеломок, осок, и датируются они, судя по геоморфологическому положению террас, концом каргинского–началом сартанского периодов.

По мнению О.Ю. Глушковой (1982, 1986), район оз. Экитыки является центром ледниковой деятельности в позднем плейстоцене, где среди скульптурных ледниковых форм наиболее распространены были каровые ледники. Эти ледники двигались, формируя троговый облик всей речной сети, равно как и участка, где образовалось само озеро. Уровень трогов доходит до 350–400 м. О.Ю. Глушкова считает, что во время первого позднеплейстоценового оледенения существовало горно-покровное оледенение, а позднее, в сартанский период, оно имело гораздо меньшие масштабы. В основном это были долинные ледники мощностью до 150–200 м и протяженностью до 15–20 км. Наиболее мощный ледник занимал долину р. Экитыки, блокировавший речной сток, в результате чего возникали новые русла. На основе изложенного можно предположить, что шерстистый носорог из района оз. Экитыки погиб перед оледенением. Вряд ли он смог бы его пережить, поскольку оно было очень мощным и захватывало огромные площади.

Таким образом, шерстистый носорог достиг центральной части Берингии (в то время его ареал простирался до Атлантики), но не успел освоить восточную часть из-за наступления трансгрессии. Кроме того, это было все-таки малоподвижное животное, судя по скелету (Алексеева, 1980), на коротких ногах, хотя М.А. Мензбир (1934) писал, что носороги были "огромными на высоких ногах" (с. 173), что маловероятно.

Трансгрессия – одна из главных причин сокращения площади местообитаний многих травоядных животных и происходящего параллельно этому процесса снижения численности хищников. Правда, здесь следует привести еще раз точку зрения (Кальке, 1976) о широком обитании шерстистого носорога в Китае и находок его костей. Туда он мог проникнуть из Забайкалья, поскольку этот регион был центром формирования животного (Жошамкулова, 1981). Но носорог был найден на Великих Равнинах в Центральной Америке. Мы можем со всей определенностью утверждать, что в этот район он мог пробраться через сушу в месте пролива Невельского на Сахалин и Хоккайдо, затем через Курилы на Камчатку и далее, по южному пути, через Командоро-Алеутскую гряду на Великие Равнины до плиоцена или в этот период.

Другое предположение касается расселения кабарги. Уже в плейстоцене она сформировалась как горный вид, питание ее очень тесно связано прежде всего с еловыми и лиственничными лесами, поэтому там и были ее местообитания. Расселению же горных видов могли помешать открытые пространства, где их могли подстеречь хищники и, несомненно, палеолитический человек. Не преодолел открытых пространств БМС и амурский лемминг. В то же время по северной части Берингии, как указывает А.А. Кищинский (1976), особенно расселились горные виды *Ovis*, *Marmota camtschatica* и др., которым удалось пересечь эти пространства, что весьма сомнительно.

Мы уже ранее сообщали об обитавших современных снежных баранах в горно-равнинной тундре. Здесь их популяции тогда процветали, а сегодня они погибают от руки человека (Железнов, 1982а, б, в, 1983а, б, 1990; Zheleznov, 1993; Железнов-

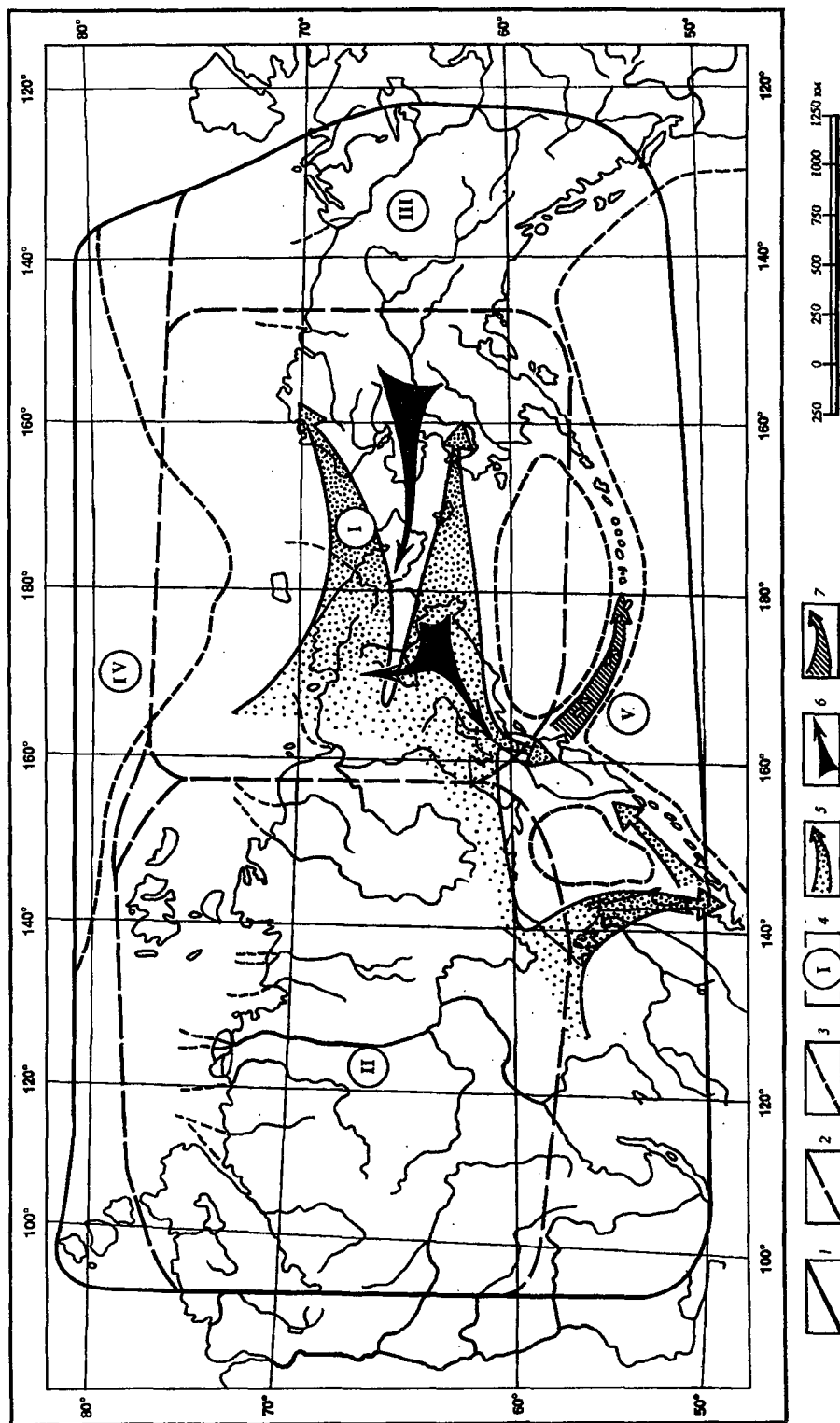
Чукотский, 1994). Однако современный разрыв ареала сурков (*Marmota camtschatica*) с юга на север, отсутствие его в центральной части Чукотки, существование лишь локальной единичной популяции на севере, почти на побережье Северного Ледовитого океана (69° с.ш.), и многочисленных очагов их обитания на юге Корякского нагорья (62°30' с.ш.) (Железнов, 1991а, б) с расстоянием почти в 1000 км, покрытым широкой заболоченной низменностью, свидетельствует о былом расселении этих зверьков, как и сусликов (Сердюк, 1986), по южному пути.

Поэтому, исходя из общей картины прошлого, по нашему мнению, расселение и переселение из западной и центральной частей Берингии в восточную шло через БМС и обратно двумя путями: северным и южным (рис. 75). Северный путь был наиболее оптимальным в силу сформировавшегося к тому времени, что мы уже подчеркивали, рельефу современного типа. Это действительно были относительно широкие равнинные пространства, покрытые разреженными лесами с богатой травянистой растительностью. Ныне значительная часть их пространств залита водами северных морей, а суша представляет собой заболоченную местами тундру и лесотундру. По этому пути могли расселяться и переселяться через БМС средние и крупные животные, особенно мамонты, а также хищники. Вот почему именно в северной части современной территории Северной Азии: на Таймыре, в окрестностях дельт рек Лены, Анабара, Оленека, Индигирки, Колымы, северном побережье морей Чукотки, наконец, на островах Северного Ледовитого океана – найдены многочисленные костные остатки, части и даже целые трупы мамонтов. Именно там была высокая численность и плотность животного населения. Широкие равнины и низменности, такие, как Западно-Сибирская, Индигирская, Колымская и побережье Северного Ледовитого океана, являлись для мамонтов и других крупных травоядных своего рода ядрами их ареала с наиболее благоприятными для этих животных условиями. Об этом свидетельствуют и находки костных остатков мамонтов с минимальным возрастом 5–4 тыс. лет назад.

Дополняет этот вывод и географическое сопоставление находок палеолитических стоянок человека, расположенных в основном в северной части побережья, встречались они и на юге. Но, как мы уже отмечали, там пролегал южный путь расселения.

В обоих вариантах расселения через БМС долины крупных рек являлись экологическими желобами (Железнов, 1982г, 1990; Zheleznov, 1993). Расселялись в первую очередь наиболее подвижные виды, такие, как северный олень, лось, сайга, возможно мамонт, а из хищников – волк, песец, россомаха. Именно этот экологически адаптивный блок и был авангардом расселения и расширения прохорезов по территории Берингии, успех которого зависел от внешних и внутренних факторов, особенно при взаимоотношениях различных групп животных. Дж. Симпсон (Simpson, 1983) отмечал, что "освоение нового адаптивного типа развивающейся группой животных зависит не только от наличия соответствующих возможностей во внешней среде, но и от наличия в популяции животных с соответствующей генетической конституцией и способностью адаптироваться к данному фактору среды" (с. 142).

Южный путь (см. рис. 75) проходил по северной части Пенжинской губы, далее Пенжинской низменности и через Паропольский дол в Нижне-Анадырскую низменность, где животные широко расселялись и перемещались уже по суше Анадырского залива и прибрежной его части через БМС в восточную часть Берингии, в район дельты Юкона. Здесь они расширяли свои прохорезы и далее двигались на юг или север в зависимости от природной обстановки того или иного периода. Этот же путь мог быть и обратным для тех, чье повторное вселение мы ранее отметили. Но большинство современных родов и видов в Северной Америке, особенно в ее северо-восточной части, относится к переселенцам из южных ее районов. Р. Пауш (1977) считает, что число таких послеледниковых видов-иммигрантов на территорию северо-восточной части Северной Америки не менее 20: *Sorex obscurus* Merriam, *Sorex palustris* Richardson, *Microsorex hoyi* (Baird), *Lepus americanus* Erxleben, *Marmota monax* (L.),



Р и с. 75. Расселение териофауны по территории Берингии и ее мегаблоки

1, 2 – границы Берингии; 1 – граница древней суши; 4 – часть Берингии: центральная (I), западная (II), восточная (III), северная (IV), южная (V); 5 – северный и южный пути расселения животных в Восточную Берингию; 6 – расселение животных из Восточной Берингии в Западную; 7 – путь расселения ряда видов в доплейстоценовый период через Командоро-Алеутскую дугу

Marmota caligata (Eschscholtz), *Tamiasciurus hudsonicus* (Erxleben), *Glaucomys sabrinus* (Shaw), *Castor canadensis* Kuhl., *Microtus pennsylvanicus* (Ord.), *Microtus longicaudus* (Merriam), *Ondatra zibethica* (L.), *Zapus hudsonicus* (Zimmermann), *Erethizon dorsatum* (L.), *Canis latrans* Say; *Ursus americanus* Pallas, *Martes americana* (Turton), *Mustela vison* Schreber, *Lutra canadensis* (Schreber), *Oreamnos americanus* (Blainville).

Каким образом, если это соответствует действительности, попали на юг эти виды? Возможно, и они также смогли пройти по южному пути или еще южнее, по Командоро-Алеутской дуге. По всей вероятности, снежные бараны, как и снежная коза, расселялись южным путем или даже, как мы уже отмечали, через нынешний мыс Кроноцкий, Козлова, Командорские острова и Алеутскую островную дугу, которая когда-то поднималась. Вот почему костные остатки горных видов более древнего возраста были найдены в центральных районах Соединенных Штатов. Переходы эти, скорее всего, были задолго до плейстоцена.

Говоря о Берингии, многие исследователи (Гептнер, 1936; Штегман, 1936; Кищинский, 1976; Шер, 1976; Шер и др., 1977; Вангенгейм, 1977; Guthrie, Matthews, 1971), в том числе и авторы книги, свидетельствуют о том, что для многих таксономических групп животных Берингия была центром формирования новых форм. Эволюция рода *Picrostonychini*, как и многих других, протекала в условиях плейстоценовых ландшафтов. Именно на территории Берингии формировалось основное ядро древней автохтонной арктической авифауны, многие из которых имеют американский генезис (Кищинский, 1979; Стишов и др., 1986).

Американский исследователь Р. Рауш (1977) писал: "Представление о Берингии, как о центре эволюции адаптированных к арктическим условиям млекопитающих, было впервые высказано Гутри и Маттьусом (очевидно, имеется в виду работа (Guthrie, Matthews, 1971). — Ю.К., Н.Ж.-Ч.) вслед за их открытием адаптированной к холоду низинной фауны в среднеплейстоценовых отложениях в пределах бывшего рефугиума. Накопленные данные подтверждают эту гипотезу и указывают на то, что Берингия была также центром эволюции горно-арктических видов" (с. 166).

Однако известный ученый серьезно заблуждается относительно приоритетов. Очевидно, здесь сказалось недостаточное знакомство с нашей литературой. А между тем мысль о центре эволюции и видообразования в Берингии впервые была высказана еще в 1936 г. русским зоогеографом А.Г. Гептнером (1936). Он, в частности, писал: "В некоторых случаях очаги возникновения ряда групп территориально совпадают и, по-видимому, можно говорить о существовании на Земле общих центров возникновения, характерных для разных периодов. Особый интерес, как весьма вероятный ныне, может быть, еще не угасший очаг возникновения ряда групп из различных отделов животного мира, представляла собой в третичное время Берингия и современные смежные с ней области Северо-Востока Азии и Северо-Запада Северной Америки. Энергичное формообразование здесь в прошлом происходило при иных, более благоприятных климатических условиях. О роли этого центра говорит близость мест наиболее ранних находений (Запад Северной Америки) зайцев, верблюдов и парнокопытных, большое своеобразие фауны, главным образом птиц и частью млекопитающих, а также других как наземных, так и морских групп Аляски и Северо-Востока Сибири. О том же свидетельствует общее сходство фаун Запада Северной Америки и Сибири, достигающее наибольшего выражения именно здесь, и целый ряд данных о распространении отдельных групп, относящихся к фаунам этих областей, а также и более южных. Географическое распространение некоторых беспозвоночных, в том числе морских, также указывает на Берингию и ее побережье как на центр возникновения" (с. 266).

Еще раньше, правда менее определенно, по центрам возникновения теперь уже таежной фауны как берингийской высказался также русский ученый Б.К. Штегман (Stegman, 1932; Штегман, 1936).

Известно, что каждый фаунистический комплекс эволюционирует и при любых условиях дифференцируется, усложняя свою структуру. Именно в этом плане Берин-

гия стала ареной эволюционного взрыва, приведшего к формированию великого множества новых филогенетических ветвей, крайне разнообразных семейств, родов и видов. Такая многочисленная радиация фауны Берингии на многие семейства и еще большая диверсификация родов является доказательством высоких скоростей и темпов макро- и микроэволюции. Но, как указывал Н.В. Тимофеев-Ресовский и др. (1969), "...микроэволюция включает относительно небольшие отрезки времени, ее процессы разыгрываются на ограниченных территориях и включают явления, протекающие в популяциях и низших таксонах, заканчиваясь видообразованием" (с. 61). Э. Майр (1947) считает, что "новый вид образуется в том случае, если какая-либо популяция географически изолировалась от своего родительского вида и приобрела в течение этого периода изоляции признаки, которые способствуют физиологической изоляции или гарантируют ее, когда внешние преграды разрушаются" (с. 245), а известный эволюционист К.М. Завадский (1968) рассматривает это уже как "процесс приспособления к новым климатическим и биоценотическим условиям" (с. 315).

Эти процессы протекали на всей территории Берингии. Одновременно эволюционные процессы касались и изменения состава сообщества каждой из эпох. Сейчас история развития фауны и флоры Берингии достаточно ясна, хотя и имеется еще много белых пятен. Тем не менее если проследить становление фауны Берингии, то отмечаются однозначно невероятно быстрый ее эволюционный процесс и дивергенция. Если же принять во внимание фактор времени, то за наиболее короткий период скорость эволюции фауны была, несомненно, более высокой.

К. Хиббард с соавторами (1969) считают, что такие роды и подроды, как *Sylvilagus*, *Lepus*, *Lagurus*, *Microtus*, *Dinobastis*, *Smilodon*, *Mammuthus*, *Equus*, *Mylohyus*, *Camelops*, *Rangifer*, *Alces*, *Antilocapra*, *Bison*, *Oreamnos*, *Symbos*, *Ovibos* и *Ovis*, в процессе эволюции возникли лишь в начале плейстоцена и сегодня представляют собой относительно молодую в геологическом понятии группу высокого таксономического ранга с одновременным процессом угасания в середине и конце плейстоцена более древних линий и медленным развитием молодых.

Возможно, с этим стоит согласиться, хотя некоторые из родов, особенно те, что дифференцировались, например *Ovis*, *Marmota*, следует считать более древними, чем другие. Современное положение териофауны приберингийских территорий как в Северо-Восточной Азии, так и в Северной Америке не равнозначно. Териофауна Северной Америки в видовом отношении более разнообразна. В процессе эволюции фауны Северной Америки последняя обогащалась новыми видами из Южной Америки в процессе так называемого обмена, когда часть видов расселилась на север, где они позднее образовали новые формы. Териофауна же Северо-Восточной Азии сегодня насчитывает всего 49 аборигенных видов наземных млекопитающих (Кривошеев, 1988), в том числе 19 видов отряда грызунов (*Rodentia*); 11 из хищных (*Carnivora*); 9 рукокрылых (*Chiroptera*); 4 парнокопытных (*Perissodactyla*) и 4 зайцеобразных (*Ladomorpha*). Для Северо-Восточной Азии западная граница нами условно установлена до правобережья р. Лены. Список видов современной териофауны приберингийских территорий указан в табл. 14.

Анализ состава териофаун свидетельствует о некоторой общности видов на приберингийских территориях: западной, южной и восточной. Индекс сходства не превышает 0,87 по западной части, южной – 0,55, а по восточной (современной Аляске) этот показатель не превышает 0,19–0,31 (табл. 15). В целом это свидетельствует об общих родственных корнях в эволюции многих видов и особенно грызунов. Дифференцирование их происходило под воздействием комплекса факторов и во многих случаях достигало высокого таксономического ранга. В дальнейшем, по нашему мнению, эти процессы будут усложняться, а, следовательно, дифференцирование в формировании новых форм примет более углубленное направление. Кроме того, ряд исследователей (Козловский, 1974; Козловский, Хворостянская, 1978; Гилева, 1980; Кривошеев, 1986; Rausch, Rausch, 1971, 1972, 1975) считают, что микроэволюционные процессы в популяциях этих зверьков из приберингийских территорий протекают и в

**Современные общие виды на приберингийских территориях
Северной Азии и Северной Америки***

№ п/п	Виды наземных млекопитающих	Части приберингийских территорий		
		Западная Чу- котка, Якутия, Охотия	Южная (Мага- данская обл., Камчатка)	Восточная (Аляска)
Insectivora				
1.	<i>Sorex daphaenodon</i> Thomas	+	+	—
2.	<i>S. tundrensis</i> Merriam	+	+	+
3.	<i>S. vir</i> G. Allen	+	+	—
4.	<i>S. cinereus</i> Kerr	—	—	+
5.	<i>S. caecutiens</i> Laxmann	+	+	—
6.	<i>S. gracillimus</i> Thomas	+	+	—
7.	<i>S. minutissimus</i> Zimmermann	+	+	—
8.	<i>S. isodon</i> Turov	+	+	—
9.	<i>Neomys fodiens</i> Pennant	+	+	—
Chiroptera				
10.	<i>Myotis brandti</i> Eversmann		+	—
11.	<i>M. daubentoni</i> Kuhl	+	+	—
12.	<i>Plecotus auritus</i> L.	+	+	—
13.	<i>Eptesicus nilssonii</i> Keys Net Blas.	+	+	—
Lagomorpha				
14.	<i>Lepus timidus</i> L.	+	+	—
15.	<i>Ochotona hyperborea</i> Pallas	+	+	—
Rodentia				
16.	<i>Pteromys volans</i> L.	+	+	—
17.	<i>Sciurus vulgaris</i> L.	+	+	—
18.	<i>Tamias sibiricus</i> Laxmann	+	+	—
19.	<i>Marmota camtschatica</i> Pallas	+	—	—
20.	<i>Citellus parryi</i> Richardson	—	—	+
21.	<i>Alticola macrotis</i> Radde	+	+	—
22.	<i>Clethrionomys rufocanus</i> Sundevall	+	+	—
23.	<i>C. rutilus</i> Pallas	+	+	+
24.	<i>Dicrostonyx torquatus</i> Pallas	+	+	—
25.	<i>D. vinogradovi</i> Ognev	—	—	—
26.	<i>Lemmus sibiricus</i> Kerr	+	—	—
27.	<i>L. chrysogaster</i> Allen	—	—	—
28.	<i>L. amurensis</i> Vinogradov	+	+	—
29.	<i>Myopus schisticolor</i> Lilljeborg	+	+	—
30.	<i>Microtus gregalis</i> Pallas	+	+	—
31.	<i>M. oeconomus</i> Pallas	+	+	+
32.	<i>M. middendorffi</i> Poljakov	+	—	—
33.	<i>M. hyperboreus</i> Vinogradov	+	—	—
34.	<i>Apodemus peninsulae</i> Thomas	+	+	—
Carnivora				
35.	<i>Canis lupus</i> L.	+	+	+
36.	<i>Alopex lagopus</i> L.	+	—	+
37.	<i>Vulpes vulpes</i> L.	+	+	—
38.	<i>Ursus arctos</i> L.	+	+	+
39.	<i>U. maritimus</i> Phipps	+	—	+
40.	<i>Martes zibellina</i> L.	+	+	—

№ п/п	Виды наземных млекопитающих	Части приберингийских территорий		
		Западная Чукотка, Якутия, Охотия	Южная (Магаданская обл., Камчатка)	Восточная (Аляска)
41.	<i>Gulo gulo</i> L.	+	+	—
42.	<i>Mustela erminea</i> L.	+	+	+
43.	<i>M. nivalis</i> L.	+	+	—
44.	<i>Lutra lutra</i> L.	+	+	—
45.	<i>Felis lynx</i> L.	+	+	—
Artiodactyla				
46.	<i>Moschus moschiferus</i> L.	+	+	—
47.	<i>Alces alces</i> L.	+	+	+
48.	<i>Rangifer tarandus</i> L.	+	+	+
49.	<i>Ovis nivicola</i> Eschscholtz	+	—	—
	Всего	44	38	12

* Таблица составлена по данным (Кривошеев, 1988; Rausch, 1953, 1963; Hall, 1981; Тавровский и др., 1971; Железнов, 1990).

Т а б л и ц а 15

**Число общих видов и индексы сходства наземной тернофауны
на приберингийских территориях Северной Азии и Северной Америки***

Показатель	Северная Азия	Части приберингийских территорий		
		Западная	Южная	Восточная
Число аборигенных видов	49	52	88	45—49
Число общих видов с фауной Северной Азии	—	44	38	9—15
Индекс сходства	—	0,87	0,55	0,19—1,31

* Таблица составлена по данным (Чернявский, 1984; Кривошеев, 1988; Rausch, 1953, 1963; Hall, 1981).

Т а б л и ц а 16

**Географическое распространение сиговых рыб
в приберингийских водоемах Северной Азии и Северной Америки
(по: Решетников, 1980)**

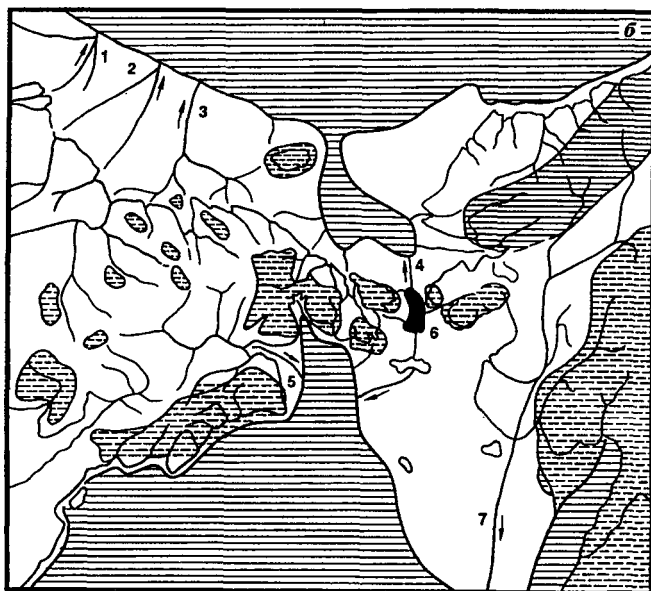
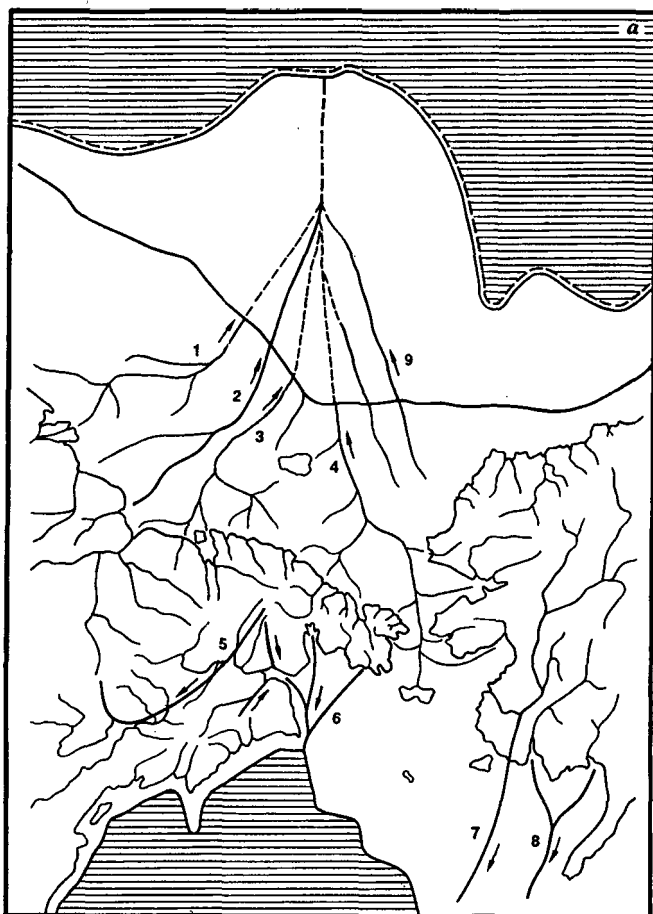
В и д	Колыма	Пенжина	Анадырь	Амгуэма	Воды Чукотки	Юкон	Маккензи
<i>S. Leucichthys</i>	+	—	+	—?	+	+	+
<i>C. albulu</i>	—	—	—	—	—	—	—
<i>C. sardinella</i>	+	+	+	+	+	+	+
<i>C. lavaretus</i>	+	+	+	—	+	+	+
<i>C. nasus</i>	+	+	+	+	+	+	+
<i>C. autumnalis</i>	+	+	—	—	—	+	+
<i>C. peled</i>	+	—	—	—	—	—	—
<i>C. muksun</i>	+	—	—	—	—	—	—
<i>C. tugun</i>	—	—	—	—	—	—	—
<i>P. cylindraceum</i>	+	+	+	+	+	+	+
<i>P. coulteri</i>	—	—	—	—	—	—	—

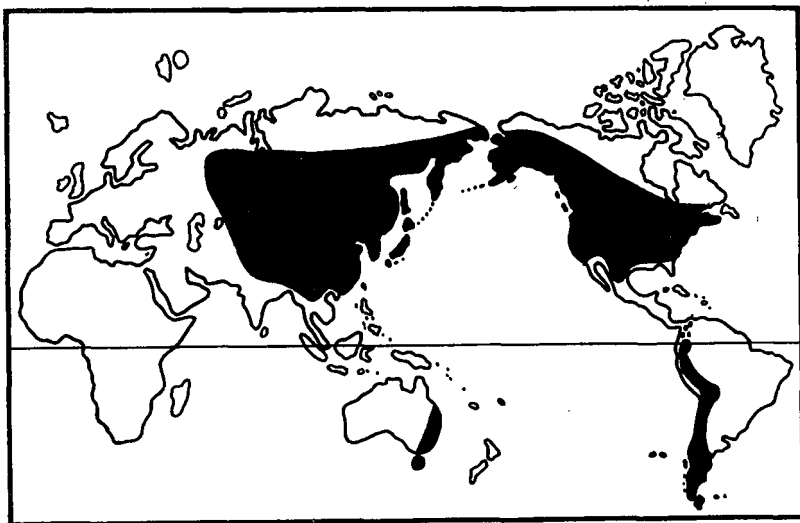
настоящее время. Многие из перечисленных в таблице видов обнаруживают весьма архаичные признаки, что свидетельствует в пользу их высокой эндемичности, например амурского лемминга. Из крупных животных, особенно рода копытных, многие в процессе эволюции приобрели ряд адаптивных черт, которые позволили им выжить до настоящих дней (Железнов, 1994; Zheleznov, 1990). Не касаясь здесь вопросов зоогеографического районирования, отметим, что в целом териофауна Северо-Восточной Азии сформировалась в настоящее время уже в виде определенных комплексов, отвечающих составу типов ландшафтов и их подгруппам: тундрового, лесотундрового, таежного и горно-тундрового. Правда, подобное деление относительно.

Обратим внимание на обмен между Северной Азией и Северной Америкой видами ихтиофауны, который шел, по мнению Ю.С. Решетникова (1980), через бассейны рек, впадающих в Северный Ледовитый океан, по осушенным шельфам Чукотского и Берингова морей, по вероятно тогда единой речной системе рек Юкона и Анадыря. Достаточно сказать, что сегодня из сиговых рыб одни и те же формы обитают в реках: Колыма, Анадырь, Амгуэма, Пенжина, Юкон и Маккензи (табл. 16). Как полагает Ю.С. Решетников, первыми из Азии в реки Северной Америки (восточной части Берингии) могли проникнуть нельма, чир, синг-пыжьян, сибирская ряпушка, хотя, по мнению ряда авторов (Яковлев, 1961; Сычевская, 1976а, б), переселение ряда пресноводных рыб, например щуки и окуня, произошло еще в третичное время. И.А. Черешнев (1982, 1983а, б, 1986а, б) уточняет, что щука и окунь проникли на территорию центральной части Берингии еще в плиоцене через перехваты верховий Колымы, Анюя и Анадыря. По его мнению, в плейстоценовый период обмен фауной рыб мог происходить только в центральной части Берингии, а точнее, на месте Берингова пролива, когда для этого была подходящая природная обстановка (рис. 76), была последняя доголоценовая трансгрессия моря и существовала единая чукотско-алаянская популяция берингийской *Dallia pectoralis*. Правда, по мнению Н.А. Шило и С.В. Томирдиаро (1981), в период оледенений, особенно последнего, было мощное промерзание всех пресноводных водоемов Берингии. Однако И.И. Леванидовой (1982) и Ф. Шмидт (Schmid, 1955) распространение амфибиотических насекомых в водах центральной части и обмен фаунами Берингии неопровержимо доказано не только по каким-то отдельным формам, но и по целым подсемействам (рис. 77).

Современная ихтиофауна пресноводных водоемов Чукотки и Аляски демонстрирует высокую общность видов и широкое их распространение в обеих частях приберингийских территорий (рис. 78). Характер ихтиофауны имеет ряд важных особенностей (Черешнев, 1986а). Пресноводные рыбы приберингийских территорий имеют разные геологический возраст и генезис. Многие из них видообразовались на территории восточной части Берингии, другие – в центральной и западной частях, но в современной ихтиофауне много общих видов (рис. 78).

Наконец, следует коснуться, пожалуй, самых малоподвижных животных из класса амфибий (Amphibia). Из современных амфибий на приберингийской части территории – Чукотке – обитает из рода *Hynobius* представленный одним лишь видом сибирский углозуб *Hynobius Keyserlingi* (Dydowski et Godlewski) (рис. 79). В настоящее время наиболее близкая к углозубам форма с общими производными признаками – семейство скрытожаберных (Cryptobranchidae), живущее в Северной Америке, а также в Восточной Азии (Naylor, 1981). Известно в ископаемом виде в Европе от среднего олигоцена до плиоцена (Westphal, 1958), а в Северной Америке с верхнего палеоцена (Naylor, 1981). Сходство некоторых признаков этих семейств и их единство у скрытожаберных и углозубов свидетельствует об их общем азиатском происхождении. Семейство углозубов дифференцировалось, по-видимому, в нижнем олигоцене (Holman, 1968; Estes, 1981), а предполагаемая область происхождения – Восточная Азия. Дифференциация их семейств происходила в тех районах, где они проживают и в настоящее время. Филогенетический статус углозуба имеет, возможно, парафилетический генезис. Ископаемые остатки неизвестны (Estes, 1981).





Р и с. 77. Современный ареал подсемейства Dicosmoecinae (сем. Limnephilidae, Trichoptera) (по: Леванидова, 1982; Schmid, 1955)

Тем не менее в ледяных жилах и отложениях геологи находили углозубов на Чукотке. Мы находили углозубов близ оз. Эльгыгытгын, в районе Апапельхино (Чаунская губа) ($69^{\circ}40'$ с.ш., $169^{\circ}40'$ в.д.), на заболоченных террасах р. Пыкарваам ($67^{\circ}40'$ с.ш., 174° в.д.).

Отряд Urodela – хвостатые амфибии – свое начало, по мнению А.Р. Милнера (1988) положили еще в раннем мезозое в Лавразии, где они обитали в горных ручьях (Шмальгаузен, 1968; Savage, 1966, 1973). В юре они расселились, а позднее в Восточной Азии дали углозубов и безлегочных саламандр на западе Северной Америки. Во время отступления Тургайского моря и с возникновением БМС в Берингии ряд семейств переселились из восточной части Берингии вторично, в центральную часть Берингии и далее, образовав симпатрическое перекрытие ареалов некоторыми семействами (рис. 80).

Сегодня углозубы обитают не только на Северо-Востоке, но и в Северном Казахстане, на Урале, в Коми, Горьковской области (Кузнецов, 1974). Эволюция же всего Urodela происходила в основном в Северной Америке, а семейство Nynobiidae является, по мнению Б.Г. Нейлора (Naylor, 1980), по-видимому, эндемиком Азии. Однако доказательств, ставящих окончательную точку в этом вопросе, нет. Предполагаемые центры существования и происхождения, эволюции и расселения хвостатых амфибий все еще остаются спорными. Либо это палеотропическая область (Darlington, 1957), либо Северная Америка (Naylor, 1980, 1981). Все же имеется ряд современных доказательств, указывающих на то, что ряд семейств хвостатых амфибий развивались в различных областях Северного полушария (Милнер, 1988;

Р и с. 76. Речная и озерная сеть Берингии (по: Черешнев, 1986а, с некоторыми изменениями авторов)

а – в среднем плейстоцене; б – в период оледенений в среднем и позднем плейстоцене (море на высоте 55–60 м); современная речная сеть и затопленные речные долины изображены сплошными линиями, гипотетическая речная сеть на чукотском авашельфе – пунктирными, море – горизонтальной штриховкой, ледники – пунктирной штриховкой; стрелками показано направление стока; в Полярном бассейне море находится у границ чукотского авашельфа, в Тихоокеанском – у границ современного шельфа

1 – Индигирка; 2 – Алазея; 3 – Колыма; 4 – Хоуп; 5 – Анадырь; 6 – речная палеосистема шельфа Анадырского залива; 7 – Юкон; 8 – Кускоквим; 9 – оз. Мерклина (по: Карта четвертичных отложений..., 1965; Кайнозой..., 1968; Юрцев, 1974; Дорт-Голыц, Терехова, 1976; Ласточкин, 1977; Хопкинс, 1976; Hopkins, 1972; Nelson et al., 1974)

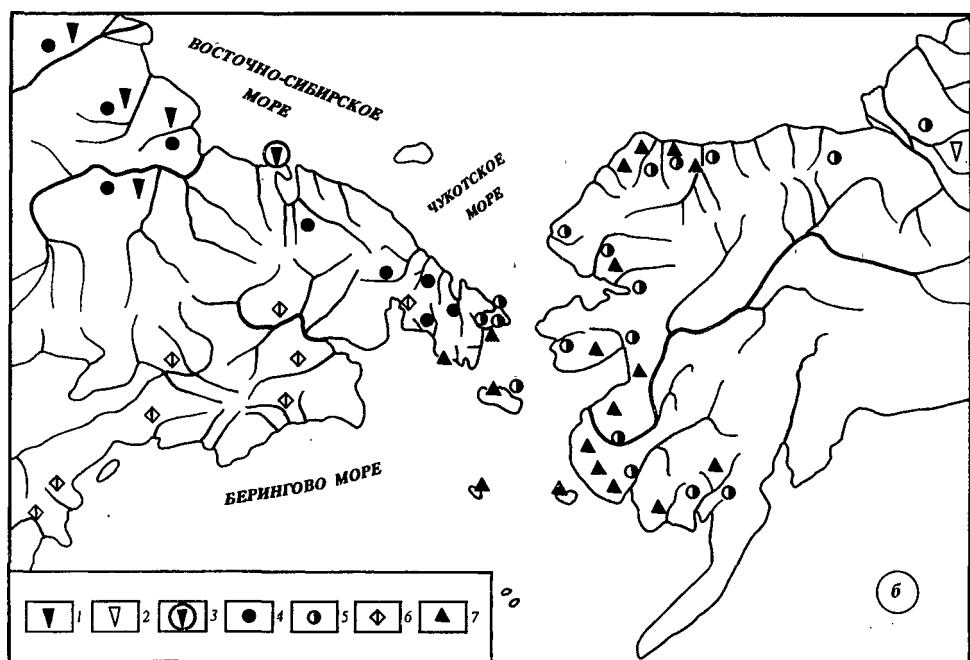
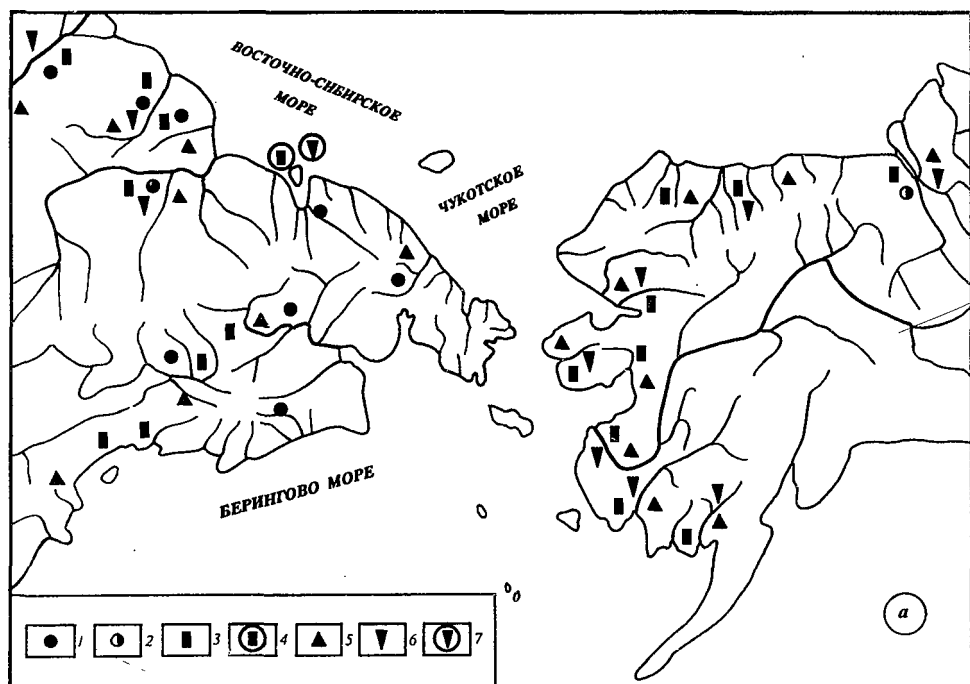


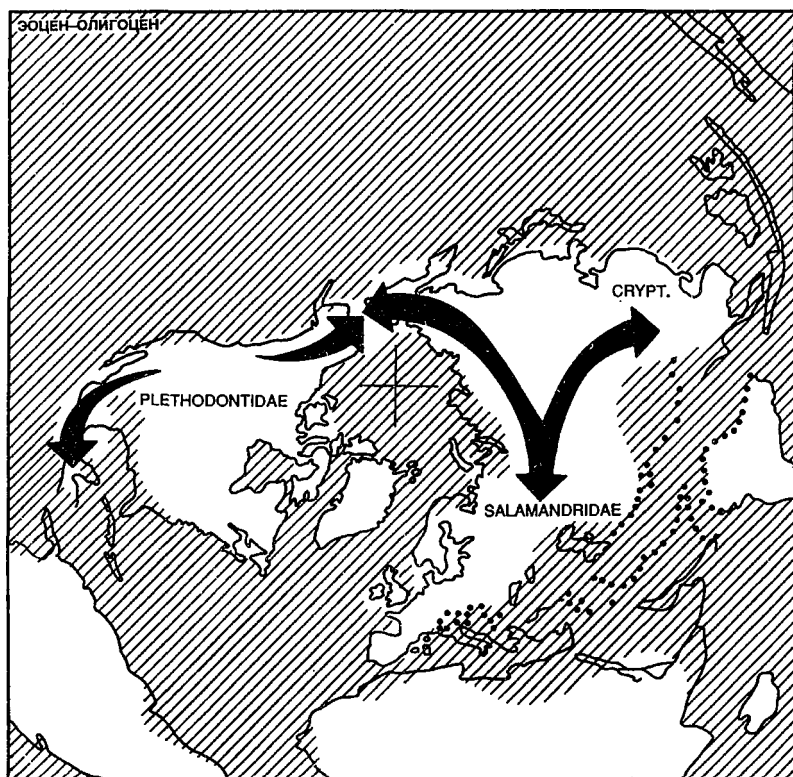
Рис. 78. Современное распространение общих и близкородственных пресноводных рыб на приберингийских территориях Северной Азии и Северной Америки (по: Черешнев, 1986а)

а. 1 – речной гольян (*Phoxinus phoxinus*); 2 – североамериканский гольян (*Phoxinus neogaeus*); 3 – щука (*Esox lucius*); 4 – щука, ископаемые остатки; 5 – валец (*Prosopium cylindraceum*); 6 – чукучан (*Catostomus catostomus*); 7 – чукучан, ископаемые остатки

б. 1 – окунь (*Perca fluviatilis*); 2 – желтый окунь (*P. fluviatilis flavescens*); 3 – окунь, ископаемые остатки; 4 – восточносибирский хариус (*Thymallus arcticus pallasii*); 5 – камчатский хариус (*Th. arcticus mertensi*); 6 – аляскинский хариус (*Th. arcticus singifer*); 7 – берингийская даллия (*Dallia pectoralis*)



Р и с. 79. Сибирский углозуб (фото А.В. Андреева)



Р и с. 80. Расселение амфибий в эоцене и олигоцене в Европе, Восточной Азии и Северной Америке (по: Smith et al., 1980; Капра Cambridge University Press, 1980)

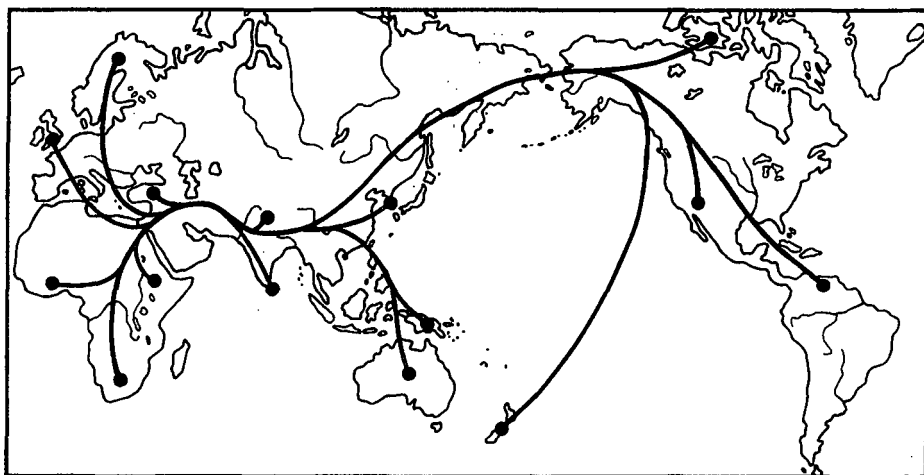
Tihen, 1958; Wake, 1966; Wake, Özeti, 1969; Estes, 1981). Пролить свет на реальные события могут лишь дальнейшее изучение распределения ныне живущих амфибий и анализ их генетических связей, которые дали бы новый материал об их происхождении и расселении на территории Берингии.

ЗАСЕЛЕНИЕ АМЕРИКИ ЧЕЛОВЕКОМ

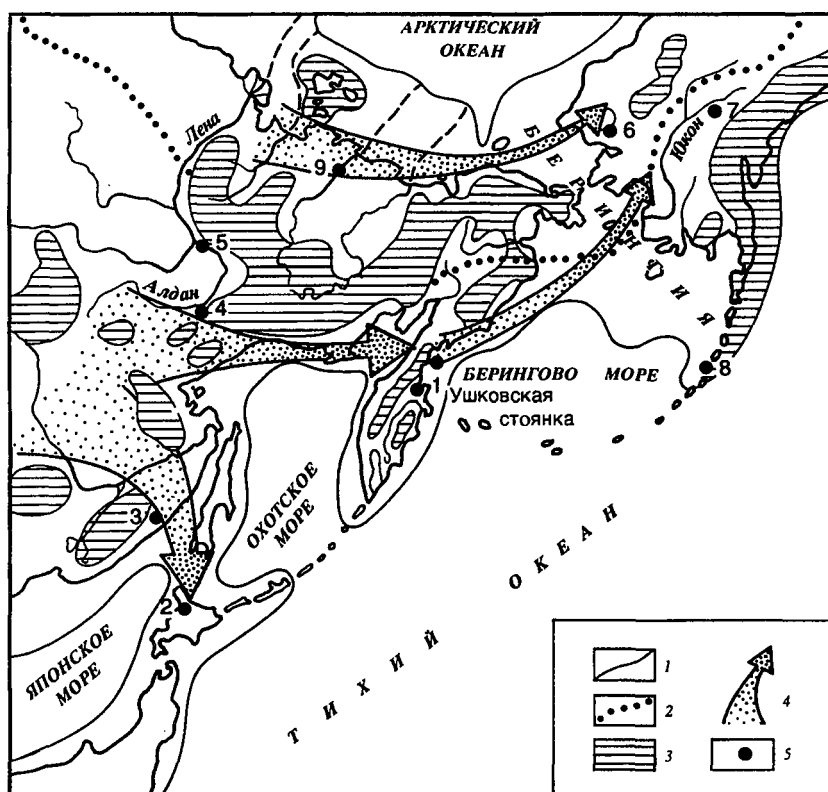
Географические истоки племен, достигших Берингии, лежат в глубоких дебрях Центральной Азии. Это очень хорошо иллюстрирует схема топологии древа, объединяющего 15 популяций человека, которая выстроена по принципу минимальной эволюции (рис. 81), путем сравнения аллелей групп крови. Ю.Г. Рычкову и В.А. Шереметьевой (1976) на основе анализа данных популяционной генетики удалось обнаружить определенное единство генов коренного населения в циркумполярной зоне Евразии. Работы А. Хрдличка (Hrdlička, 1942) по краниологии и соматологии коренного населения Северной Азии и Северной Америки показали, что американские индейцы и народы Сибири имеют прямых родственников и, как указывает В.П. Алексеев (1990), первые произошли от вторых. В целом это свидетельствует о единстве циркумполярной популяции аборигенного населения Европы и Азии. Именно из Азии шло расселение палеолитических племен на север (Окладников, 1973). На территорию Якутии постепенно вселялись племена с юга и юго-запада и частично оттесняли аборигенов к северу и северо-востоку, что привело позднее к неоднократным миграциям людей через Берингию на Аляску в плейстоцене по льду, а также на лодках, но уже в голоцене (Мочанов, Федосеева, 1982) около 15–12 тыс. лет назад, хотя позднее радиоуглеродные датировки сначала увеличили сроки переселения человека максимум до 25 и минимум до 20 тыс. лет назад.

Поскольку между заселением человеком Северной Америки и миграциями ряда растений обнаруживаются удивительные параллели, мы позволим себе привести один пример. *Saxifraga fragellaris* s.l. также происходит из Центральной Азии, являясь типичным арктоальпийским видом (Hulten, 1964; Porsild, 1954). На север эта камнеломка продвинулась, очевидно, в период максимального оледенения, в перигляциальных условиях. После стаивания льдов этот вид достиг Северо-Востока Азии, а в период зырянского оледенения добрался до Аляски, одновременно распространяясь по осушенному шельфу на восток и на запад. Каргинское межледниковье этот вид пережил на Аляске, в альпийском поясе гор. Когда началось сартанское оледенение и возникла перигляциальная зона, он спустился с гор. Появилась Берингия.

Как полагает В. Лафлин (1973, 1976), бродячие племена охотников на крупных животных прошли в Новый Свет по северной части БМС, представлявшей миграционный путь животных. Эти племена дали впоследствии ветвь североамериканских индейцев. Их миграция была раньше, чем ведущих оседлый образ жизни прибрежных монголоидов, которые проникли в Новый Свет на последних этапах существования моста суши и дали ветви алеутов, эскимосов карибу, аляскинских и гренландских эскимосов. По мнению Н.Н. Дикова (1974), заселение палеолитического человека шло двумя путями (рис. 82), что полностью совпадает с нашими выводами о путях расселения плейстоценовых млекопитающих, за которыми он следовал. Правда, есть и другая точка зрения. Поскольку, по палеоклиматическим построениям, климат восточной Берингии был намного теплее, то именно эта ситуация катализировала движение человека в Новый Свет (Алексеев, 1990). Тем не менее, по мнению А. Тернера (Turner, 1984), в Евразии ранний человек появился одновременно с такими крупными хищниками, как леопард, лев, гиена и волк. Совместно с ними, конкурируя в жестокой борьбе, они достигли и высоких широт, в том числе Берингии. В этой связи людей палеолита следует считать одним из компонентов биогеоценотического комплекса. По-видимому, эти люди обладали особыми адаптивными особенностями, определяющими их непосредственное участие во всех биогеографических природных процессах, и были эвритонными. Их жизнь, как считает Р. Фоули (Foley, 1983), была

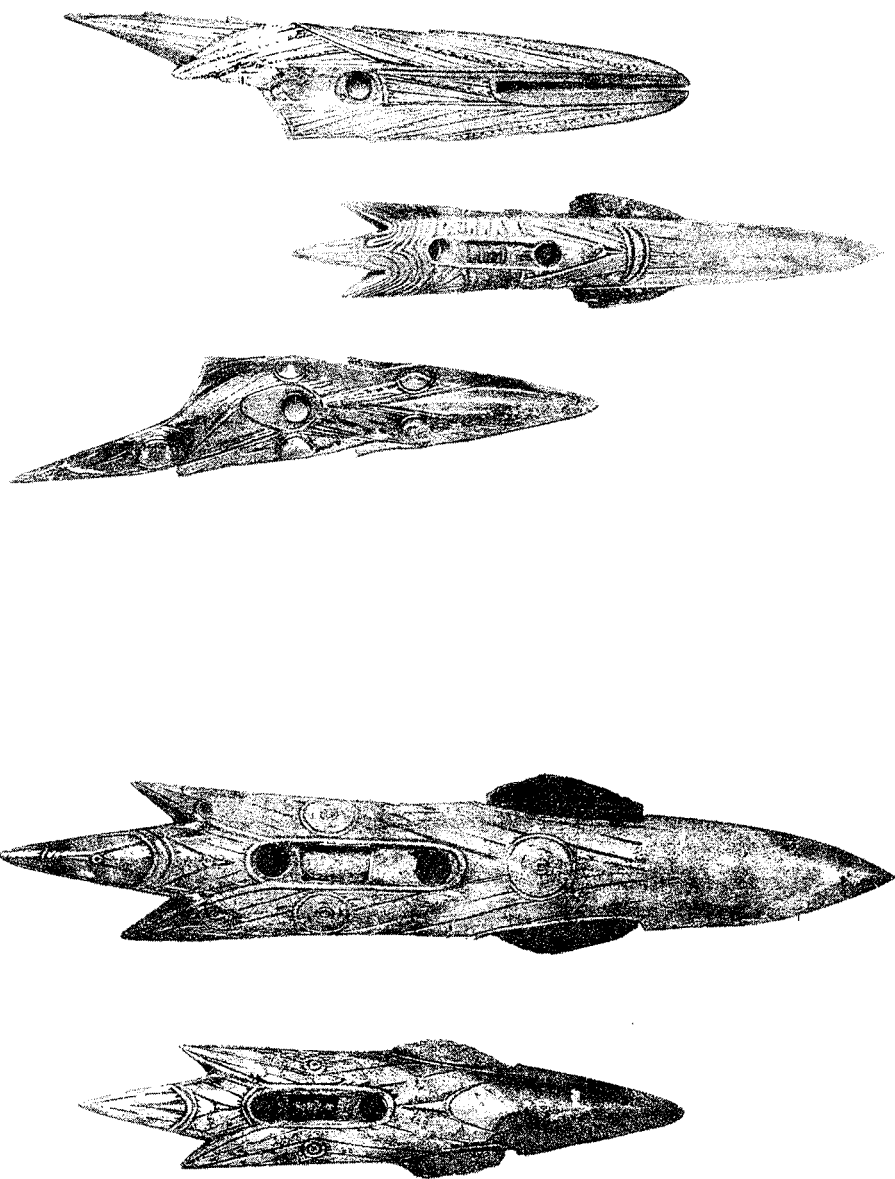


Р и с. 81. Схема топологии древа, объединяющего 15 популяций человека (по: Edwards, Cavalli-Sforza, 1964)



Р и с. 82. Пути расселения человека палеолита по территории Берингии (по: Диков, 1974)

1 – контуры древней суши; 2 – северная граница леса; 3 – ледники; 4 – путь распространения культуры; 5 – стоянки: Ушковская (1), Сиратаки (2), Тадуши-Устиновка (3), Дюктайская пещера (4), Ихинэ (5), Оион-Портедж, Акмак (6), Хилли-Лейк (7), Анангула (8), Берелех (9)



Р и с. 83. Поворотные гарпуны

тесно связана с условиями их существования. А. Тернер считает, что это были люди с определенными наклонностями к хищничеству и адаптивными чертами. Только этим можно объяснить быстрое расселение людей палеолита достаточно широко. Оно, несомненно, влияло на состояние тех или иных видов животных Берингии, однако сегодня проследить ход каких-либо изменений весьма затруднительно. По мнению Р. Фоули (1990), все же было установлено, что около 1,6 млн лет назад в Олдувайском ущелье произошла значительная трансформация фауны и ее видовое обновление.

Человек того времени вошел в процесс взаимоотношений хищник-жертва, но только со стороны других крупных хищников, примкнув к ним. Был ли он тем весомым добавком к группе крупных хищников, возможно повлияв на изменение такого равновесия, неизвестно. Можно лишь предполагать, что его жертвы должны были противостоять давлению хищников, в том числе и человека, высокой скоростью роста своей биомассы и увеличением плодовитости. Человек же палеолита, конкурируя с крупными хищниками, тоже совершенствовался. Это могло проявиться в создании орудий, какими были отщепы и разного рода поворотные гарпуны для охоты на млекопитающих (рис. 83). Их и сейчас находят в могильниках на побережье Чукотки, особенно в могильнике Эквен.

По сведениям И.П. Ларичевой (1973), древнейшие памятники культуры Северной Америки имеют средневисконсинский возраст (в тыс. лет): 37–38, 28 и 32, 30 и, возможно, 43. Однако все эти датировки попадают в каргинский межстадиал, когда был открыт Берингов пролив. Это вносит неопределенность, тем более что И.П. Ларичева, видимо, справедливо придает огромное значение совместной миграции через БМС человека и самого большого количества животных за всю историю именно в висконсинское время.

Костные остатки человека в Калифорнии, датированные аминокислотным методом, дали результат 48 и 70 тыс. лет. Однако повторные датировки урановым, а затем тизиевым и палладиевым методами показали возраст этих остатков 8 и 11 тыс. лет (Bischoff, Rosebauer, 1981; Taylor, 1983). Вместе с тем в области Вальсекильо (Мексика) найдено несколько мест с залеганием двусторонних каменных орудий вместе с костями животных. Определение возраста костей урановым, тизиевым и палладиевым методами позволило датировать слой с орудиями около 250 тыс. лет (Steen-McIntyre et al., 1981). Эта оценка нуждается в уточнении, так как большинство данных говорит о миграции людей в Северную Америку в начале сартанского периода вслед за мигрирующими туда животными.

Прекращение контактов между Азией и Америкой 22–16 тыс. лет назад способствовало развитию локальных американских культур (в Азии локальные традиции сохранялись без существенных изменений до конца плейстоцена) (Kozłowski, Bandi, 1981). С Аляски часть людей ушла на юг, на территорию современных США. Они прошли по "коридору" между ледовыми щитами и затем были надолго изолированы сомкнувшимися льдами. По мнению А. Сталкера и С. Мак (Stalker, 1980), на территорию современных США миграция человека с севера происходила в основном до начала "классического висконсина", но она могла иметь место и во время межстадиала 20–19 тыс. лет назад.

Тогда и появились североамериканские индейцы. С территории современных США они распространялись на юг. В Южном Чили, близ Магелланова пролива, обнаружены погребения в пещерах. Анализ найденных там зубов показал, что они очень сходны с зубами современных индейцев и народов Восточной Азии (Furner, Bird, 1981). Таким образом, подтверждается не только происхождение индейцев от народов Восточной Азии, но и их миграция до южной оконечности Америки около 11 тыс. лет назад (как датированы вмещающие отложения). Это говорит о том, что миграция праиндейцев заняла немало времени, чтобы они смогли пересечь с севера на юг два американских континента.

Считается, что последняя волна миграции человека из Азии в Северную Америку имела место непосредственно перед затоплением Берингова моста, т.е. 10 тыс. лет назад. Новые пришельцы-расселялись преимущественно на берегах Аляски; после нарушения наземной связи контакты прекратились и культуры в Азии и Северной Америке развивались автономно (Kozłowski, Bandi, 1981). Эта волна мигрантов на Аляску дала начало эскимосам, которые распространились по всему северу Северной Америки и в Гренландии.

Х. Мюллер-Бек (1967) считает наиболее вероятным, что проникновение праиндейцев в Северную Америку через Берингию относится к интервалу 23–20 тыс. лет

назад. Именно в то время появился БМС, чему предшествовало накопление материковых льдов и, следовательно, длительное похолодание, сопровождаемое развитием холодостойких биоконплексов. Однако, когда появился БМС, Канада еще, видимо, не была покрыта льдами полностью. Северокордильерский и Лаврентийский щиты льда, согласно остроумной гипотезе Д. Хопкинса (1967), еще не соединились, образовав своего рода коридор. По этому коридору на юг прошли некоторые азиатские животные и человек, а также камнеломка *Saxifraga fragellaris* s.l. Г.Ф. Дебец (1951), а вслед за ним В. Лафлин (1976) считают, что людей было немного, не более 400 человек. Такое суждение данные авторы обосновывают тем, что у развившихся из них индейцев только две группы крови и отсутствует отрицательный резус-фактор.

Когда Северокордильерский и Лаврентийский щиты льда сомкнулись, люди, оказавшиеся на территории современных США, эволюционировали в изоляции. Они сохраняли признаки более древней культуры, в частности их техника обработки орудий очень сходна с таковой человека верхнего палеолита Сибири (Диков, 1969). Их не коснулись новые традиции, возникшие в Евразии, но зато они выработали, например, собственные, единственные в своем роде каменные наконечники (Диков, 1969; Стефенсон, 1969). В это же время *Saxifraga fragellaris* s.l. дифференцировалась в особый подвид *ssp. scandalii* (Porsild, 1954)². Другие исследователи придерживаются несколько иных взглядов. В. Хейнес (1973, 1976) думает, что люди проникли в центр Северной Америки не более 12 тыс. лет назад, о чем свидетельствует отсутствие стоянок более раннего времени, чем 11,5–11 тыс. лет назад. На стоянках, датированных указанным временем, найдены и своеобразные желобчатые наконечники дротиков (известные только из Северной Америки) вместе с костями мамонтов (Мейган, 1969; Стефенсон, 1969; Уильямс, Столтман, 1969).

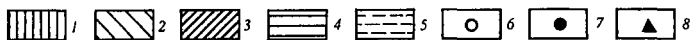
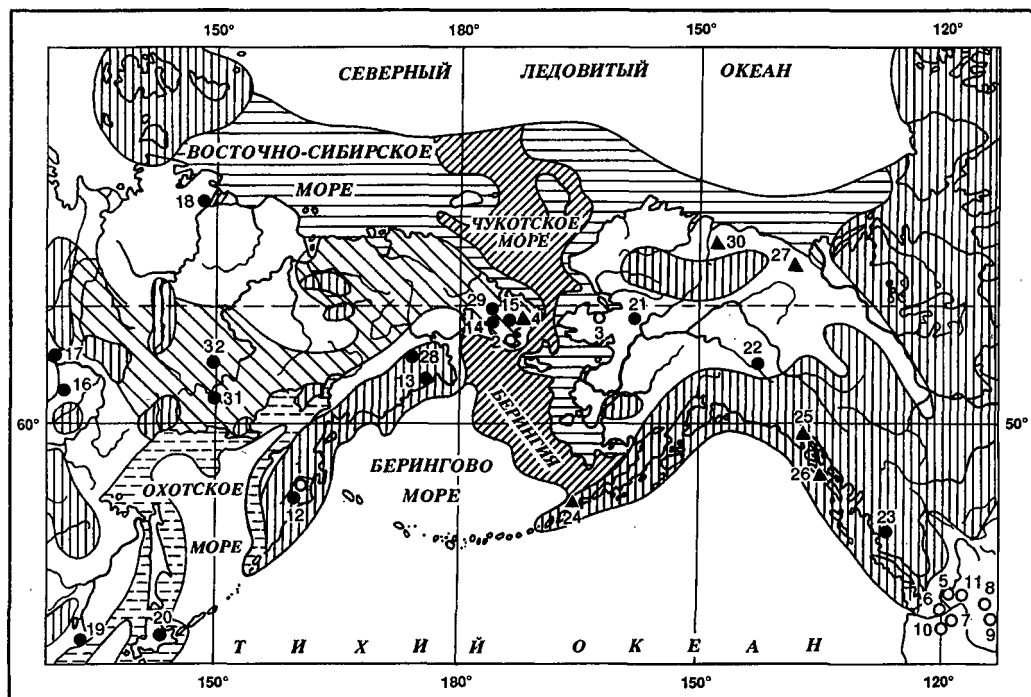
Ч. Борден (1973), однако, указывает, что все больше появляется радиоуглеродных датировок археологических остатков с Запада США, Мексики и Южной Америки, колеблющихся в интервале 17–13 тыс. лет назад и ранее. Он предполагает, что расширение западного и восточного североамериканских ледовых щитов вынудило часть людей и животных отступить из района Британской Колумбии (свободной ото льдов) на Аляску, но большая группа животных, а за ними и люди ушли на юг, в районы современных западных штатов США Вашингтон, Орегон и др.

На Чукотке и Аляске найдены многочисленные позднепалеолитические памятники и стоянки человека, датированные приблизительно 18 тыс. лет назад (Диков, 1980, 1989, Hopkins, 1982), т.е. временем существования Берингии в период последнего оледенения (рис. 84).

Однако была высказана точка зрения, что в Северной Америке человек появился в один из этапов каргинского периода (Цейтлин, 1982) или по крайней мере до 22 тыс. лет назад (Kozlowski, Bandi, 1981). Авторы полагают, что верхнепалеолитический человек использовал Берингов мост для миграции в Америку в конце каргинского межледникового, его продвижение к югу происходило в период максимального распространения раннеудфордских ледников, т.е. в сартанское время.

Между тем в каргинский период БМС был затоплен. Это, правда, не означает, что миграция людей на Аляску не могла произойти по воде, если люди надеялись, что в конце своего пути найдут сушу. По поводу расселения людей в Австралию было выдвинуто интересное предположение (Dortch, Muir, 1980). Расстояние между Австралией и островами к северу от нее в периоды оледенений сильно сокращалось за счет понижения уровня океана до 150 м. Дым и пламя от горящих кустарников, подожженных ударом молнии на континенте, были далеко видны и могли служить ориентиром для плейстоценовых мореплавателей. Наблюдения показали, что столб

² Эта же камнеломка, распространявшаяся по северному шельфу, замкнула круг и дифференцировалась в высокоширотный подвид *ssp. platiseptala* (Porsild, 1954).



Р и с. 84. Центральная Берингия и стоянки палеолитического человека (по: Диков, 1989)

1 – ледники сартанского периода во время их максимального развития; 2 – области предполагаемого несплошного оледенения; 3 – Берингия 23–15 тыс. лет назад; 4 – Берингия 14–13 тыс. лет назад; 5 – другие затопленные в сартанское время акватории; 6 – позднепалеолитические стоянки с черешковыми наконечниками; 7 – позднепалеолитические стоянки с клиновидными нуклеусами. Позднепалеолитические и ранние послепалеолитические стоянки с черешковыми наконечниками стрел (1 – Ушки I, V, слой VII; 2 – Ульхум; 3 – Трейл-Крик; 5 – Линд-Коули; 6 – Файв-Майл-Рэпидз; 7 – Вайлдкэт-Кэньон; 8 – Шаур; 9 – Бич-Крик-Кейвз; 10 – Форт-Рок (Кагуар-Маунтин-Кейвз); 11 – Мармз-Уиндаст-Кейвз); позднепалеолитические стоянки с клиновидными нуклеусами (2 – Ульхум; 12 – Ушки I–V, слои V и VI; 13 – Инаськвам II; 14 – Курупка I; 15 – Чаатамье; 16 – Дюктай; 17 – Ихинэ; 18 – Берелех; 19 – Устиновка-Тадуши; 20 – Сиратаки; 21 – Акмак; 22 – Хилли-Лейк; 23 – Наму; 28 – Талаян I; 29 – Кымынанонновваам VII, VIII, X, XIV; 31 – Сибердик; 32 – Майорыч); 8 – прочие стоянки (4 – Путурак; 24 – Анангула; 25 – Граунд-Хок-Бей; 26 – Хидден-Фолз; 27 – Олд-Кроу; 30 – Галахер-Флинт)

дыма от сравнительно небольшого пожара поднимается почти на 100 м и виден на расстоянии 110–160 км, в то время как расстояние от континента до ближайших островов составляло в плиоцене 87–103 км. Поскольку Берингов пролив на севере имеет ширину всего 80 км, то в ясную погоду Аляска видна с Чукотки. Австралийский сценарий может быть применим и в этом регионе.

Н.Н. Диков, однако, обращает также внимание и на то, что на Северо-Востоке Азии неизвестны стоянки древнее раннего неолита. Правда, последние сведения о находках в Северной Азии стоянок более раннего, чем верхний палеолит, времени свидетельствуют о проживании людей, в частности в Центральной Якутии, около 2 млн лет назад. То есть речь идет о существовании их в среднем палеолите, например на Ангаре (Медведев, 1983), а в Диринг-Юряхе (Центральная Якутия) даже в нижнем палеолите. На Аляске стоянка на Олд Кроу содержит множество искусственно поврежденных костей бизонов и мамонтов, имеющих возраст 32–22 тыс. лет (Борден, 1973). Обычно считается, что поздневисконсинское оледенение началось 25 тыс. лет назад. Требуется дополнительные данные как по датировке стоянок, так и по опре-

делению начала оледенения³. Иначе нужно допустить, что первые охотники на крупного зверя на Аляске переплывали Берингов пролив, не представляя, куда они плывут. Впрочем, эту версию нельзя исключить полностью уже потому, что в ясную погоду Аляска видна с гор крайнего северо-востока Чукотки в виде туманной полосы, в которой без труда угадывается суша. В силу каких-либо обстоятельств (например, враждебных отношений племен) первые поселенцы Аляски могли уйти туда по зимнему льду или на каяках летом (самое узкое место современного Берингова пролива имеет ширину 80 км). Вообще следует считать, что миграции людей на Аляску могли происходить сразу же, как только они достигали предела Северо-Востока Азии. Связь с крупными животными могла и не быть столь прямой, чтобы считать, что люди шли за животными, словно пастухи. Об этом, пожалуй, свидетельствует тот факт, что мамонты и бизоны, являющиеся, судя по археологическим находкам, основным объектом охоты, проникли в Новый Свет значительно раньше человека. Нет ничего невозможного и в том, что крупные животные также могли пройти на Аляску и в зимнее время по льду Берингова пролива. Еще в XVIII в. на такую возможность указывал Т. Пеннет (см.: Портенко, 1972, 1973). Поэтому их остатки по обе стороны пролива являются слабым доказательством существования моста суши. Однако мелкие животные не могли перебраться через пролив по льду. Точно так же по льду не могли ползти жуки-жужелицы. Поэтому остатки мелких животных в плейстоценовых отложениях указывают на наличие во время образования этих отложений сухопутной перемычки. О том же говорит амфиберингийское распределение жужелиц подрода *Cryobius* (Ball, 1963). Г.Е. Болл считает, что поскольку современные приберингийские жужелицы населяют тундру, то в тундровой же обстановке они мигрировали через Берингию.

Ч. Борден (1973) также сообщает об отсутствии информации относительно пребывания человека на Аляске в течение позднего висконсина. Единственное указание на то, что на Аляске тогда могли жить люди, — это датировка в 15 тыс. лет древесного угля, найденного вместе с костями бизонов в пещере Трэйл Крип на Западной Аляске⁴. Ценность этих данных пока не ясна (вполне вероятно, что будут найдены и другие стоянки), однако можно думать, что люди частично уходили дальше на восток вдоль осушенного шельфа. Нужно учитывать, что плотность населения была крайне низка и самые ранние стоянки — огромная редкость⁵.

Слабая заселенность Аляски во многом объясняется неизбежностью Северо-Востока Азии. Это обстоятельство позволяет критически отнестись к высказываемому иногда предположению, что крупных плейстоценовых животных истребили люди. На самом деле люди того времени были для животных не более опасны, чем обычные четвероногие хищники. Большей частью они уничтожали ослабших животных, способствуя естественному отбору, что, несомненно, было положительным фактором.

Человек начал катастрофически истреблять животных сравнительно недавно, лишь в связи с усилением его технической мощи. А пока люди охотились примитивными способами, они не могли нанести серьезный ущерб численности диких животных.

В самом конце плейстоцена на Аляску прибыли новые группы людей, которые, по свидетельству Ч. Бордена, были не только охотниками, но и искусными рыбаками.

³ На образование материкового ледяного щита, по Виртману, нужно 15–30 тыс. лет. Но сокращаться он может быстрее (Мейер, 1968). Если исходить из этого расчета, то получается, что поздневисконсинское оледенение в Канаде, длившееся 15 тыс. лет, развивалось весь этот период, т.е. не было периода стабилизировавшихся ледников. Едва лед покрыл Канаду, как началось потепление и ледники пошли на убыль.

⁴ Наличие древесного угля указывает на произрастание в то время на Аляске если не деревьев, то по крайней мере крупных кустарников.

⁵ Более поздние, раннеголоценовые, стоянки располагались очень близко друг от друга (например, в районе озер Тангл в 4 км одна от другой), что объясняется недостатком удобных мест (Вест, 1973, 1976). Следовательно, и эти стоянки трудно обнаружить.



Р и с. 85. "Жертвенник" из моржовых черепов, пос. Яндогай, Чукотский п-ов (фото С.Г. Простакова)



Р и с. 86. "Мясная яма", пос. Яндогай, Чукотский п-ов (фото С.Г. Простакова)

В верховьях Тананы они обосновались еще 11 тыс. лет назад. Приблизительно 9,5 тыс. лет назад, когда начал отступать кордильерский ледник, юконские племена разделились. Одни мигрировали на юг вдоль побережья океана, другие – через межледниковый коридор, который вновь открылся. Имеются точные данные о том, что северо-западное побережье Северной Америки заселялось двумя потоками. Один шел с юга, а именно с западных районов Юго-Восточного Орегона и Калифорнии, другой – с севера (Borden, 1975). На каком-то промежутке они встретились с южанами, мигрировавшими в центр Северной Америки в начале позднего висконсина.

Мигранты вдоль побережья, видимо, не ушли далеко на юг, оседая вдоль побережья и вырабатывая новый уклад жизни, связанный с морем (Васильевский, 1973, 1976; Лафлин, 1973, 1976). Д. Диксон (1973) считает, что адаптация к приморскому образу жизни произошла ранее 8,4 тыс. лет назад, в связи с начавшимся затоплением БМС. Ранее это были охотники, обитавшие на территории современного дна Берингова моря. Эскимосы, так же как и алеуты, сформировались уже в Новом Свете, откуда они вернулись на Чукотку (со сложившейся культурой морских охотников, не имеющей азиатских корней), 2,5–2 тыс. лет назад (Мочанов, Федосеева, 1973, 1976). В то время на Чукотке уже жили чукчи – приверженцы двух культур: приморской и континентальной (Диков, 1969, 1971). Отметим, что культура морских охотников была достаточно высока (Диков: 1974; Васильевский, 1976; Алексеев, 1990; Damas, 1984). Об этом свидетельствуют дошедшие до наших дней искусно выполненные изделия из кости моржа, найденные в могильниках. По сей день на территории Чукотского полуострова, особенно на побережье, можно встретить места жертвоприношений (рис. 85) и непременные атрибуты быта морских охотников – так называемые "мясные ямы", где хранилось мясо добытых моржей и кита (рис. 86).

ВЛИЯНИЕ ЭКСТРЕМАЛЬНЫХ УСЛОВИЙ НА ГЕНЕТИЧЕСКУЮ СТРУКТУРУ ВИДА

В пределах ареала каждого вида существуют эколого-физиологические расы, которые не различаются морфологически (иногда такое различие наблюдается, но оно недостаточно для того, чтобы рассматривать эти образцы или даже популяции в ранге собственного вида). Эколого-физиологические расы имеют некоторые различия в обмене веществ, с чем связаны их экологические различия. Пока не ясно, имеют ли эколого-физиологические расы генетические различия. Если не установлены хромосомные различия, можно ожидать, что существуют цитоплазматические. Имеются, однако, сведения, что эколого-физиологические расы формируются под влиянием окружающей среды на ранних стадиях развития. В данном случае мы имеем некоторый аналог воспитания. Однако едва ли можно сомневаться в том, что основная роль здесь остается за генетическим аппаратом, возможности которого допускают феномен "воспитания".

Следует упомянуть также точку зрения Г. Мэзона (Mason, 1946a,b) согласно которой никакого "воспитания", т.е. влияния окружающей среды на ранних этапах развития, не существует. Экологическое развитие и способность к миграциям в пределах каждого вида основаны на том, что особи одного и того же вида несколько различны по физиологии, что "запрограммировано" уже в семенах. Если семя попадает в условия, к которым данная особь преадаптирована, то она развивается; если – в иные условия, то погибает. Запрограммированная в семени преадаптация будущей особи обусловлена, по Г. Мэзону, влиянием окружающей среды на родительские особи.

Обе приведенные точки зрения исходят из одного и того же явления – функционального разнообразия особей в пределах любого вида.

Ареал каждого вида состоит из популяций. Между не слишком разобщенными популяциями происходит обмен генетическим материалом, способствующий поддержанию и дальнейшей эволюции вида. В строении и функционировании генетического аппарата каждой популяции вида имеются большие или меньшие различия, которые

обуславливают "непохожесть" особей одной популяции как в морфологическом, так и в экологическом отношении. Такие различные генетические вариации на одну тему (т.е. в пределах одного вида) обеспечивают процветание вида и называются биотипами.

Вообще говоря, понятие "биотип" является концептуальным, хотя существование биотипов в природе ни у кого не вызывает сомнений. Концептуальность этого понятия объясняется тем, что не существует классификации биотипов и даже объединения экземпляров в биотипы. Другими словами, отсутствуют оценочные критерии, позволяющие отличить один биотип от другого, хотя мы, разумеется, отличаем один экземпляр от другого. Наблюдения над популяциями в природе позволяют думать, что преуспевание вида в какой-либо части его ареала связано с увеличением количества биотипов, т.е. с развитием всего генетического материала этого вида (его генофонда). Последнее имеет в своей основе всеобщий биологический принцип – направленность к поддержанию рода. Чем разнообразнее "руководящая деятельность" генетического аппарата популяции, тем больше шансов для поддержания и процветания вида. "Руководящая деятельность" генетического аппарата популяции заключается в выработке биотипов, т.е. в дифференциации популяции на потенциально различные в экологическом отношении группы особей. На пределе существования эти потенции проявляются особенно ярко. Разные биотипы занимают несколько разные экониши.

Каждый вид имеет специфические возможности изменчивости генофонда, немало обусловленные возрастом вида. Известно, что вид, как и отдельная особь, постоянно эволюционирует. Можно предположить, что "производство" биотипов в пределах вида подчинено циклу его существования и имеет в общем нормальное распределение в пределах этого цикла. Максимум "производства" биотипов в таких случаях приходится на период расцвета вида, однако трудно сказать, что является причиной, а что следствием.

"Производство" биотипов в пределах ареала вида идет с разной скоростью. Очевидно, это объясняется воздействием окружающей среды. Если часть ареала обособилась по каким-то причинам, то обмен генетическим материалом популяций в этой части ареала ослабляется. Это может иметь разные последствия в зависимости от стабильности генетической структуры обособившейся части ареала. Однако, если это достаточно крупная часть и окружающая среда не изменилась, "производство" биотипов может сохраниться прежним, поскольку и в пределах целостного ареала вида в разных его частях количество биотипов неодинаково. Если окружающая среда изменится радикально, то прежде всего в пределах каждого вида происходит отбор по биотипам. Часть их быстро вымирает. Генетические возможности тем самым сокращаются, так как понижается комбинативность генофонда.

Длительное неблагоприятное воздействие окружающей среды приводит к тому, что вид значительно обедняется биотипами. Его генетическая структура приобретает жесткость и не способна генерировать новые биотипы долгое время после того, как окружающая среда снова изменится, но уже к лучшему. Именно этим объединением Э. Хультен (Hultén, 1937) объясняет тот факт, что многие виды, границы ареалов которых в ледниковое время проходили близ ледников или в их окружении, до сих пор не могут продвинуться в области, покрывавшиеся льдом. Их границы словно застыли, хотя уже несколько тысячелетий эти виды плодоносят и их семена вполне могут попадать в области, бывшие подо льдами. Однако особи этих видов или даже отдельных изолированных популяций настолько связаны своим существованием с той средой, где растут, что они уже не могут развиваться в иной среде. Возможно, эта теория малопригодна для умеренных широт, но ее большое значение для арктических широт несомненно.

Итак, неблагоприятная окружающая среда оказывает стабилизирующее действие на развитие вида, в том числе и его ареал. Однако значительная обедненность биотипами происходит у одних видов, в то время как другие виды, вероятно, просто

сокращают свою численность при ухудшении среды обитания, но не теряют способности продуцировать новые биотипы, если среда изменяется к лучшему.

Любопытную аналогию со сказанным выше обнаруживает генетико-антропологический анализ берингийских связей, проведенный Ю.Г. Рычковым (1973, 1976). Он пишет: "Система современных популяций (людей. — Ю.К., Н.Ж.-Ч.) Сибири, развивавшаяся из неолитической (или мезолитической) прапопуляции, за прошедшие тысячелетия достигла внутри себя огромной генетической дифференциации, которая по некоторым локусам сравнима с мировой гетерогенностью человека. Ничего подобного не произошло в области палеоазиатоязычных народов приберингийских районов, лингвистически более древних, чем народы Сибири. Генетическая дифференциация берингийских популяций столь мала, что если выразить ее в эквиваленте времени, древность их окажется порядка нескольких столетий или тысячелетия, что находится в явном противоречии с данными археологии этого района... Мы столкнулись здесь с мощным воздействием окружающей среды на генофонд берингийских популяций" (Рычков, 1973. С. 189).

Дифференциация берингийских популяций людей, по мнению этого автора, не выше таковой современных популяций алеутов на Командорских островах. Алеуты были поселены на эти острова Российско-Американской компанией в 1825–1829 гг. Автор подчеркивает далее, что "природная среда обитания человека в Берингии выступает как фактор мощного стабилизирующего воздействия на генофонд популяции. Это воздействие перевешивает условия, благоприятствующие диффузии генов по ходу истории и разобщения малых изолированных популяций" (Там же.).

По данным Г.П. Холланда (Holland, 1963), на Аляске обитает 46 видов блох, из которых 22 вида известны и из Восточной Сибири. По географическому распространению аляскинские блохи делятся на две группы: амфиберингийскую и неоарктическую. Г.П. Холланд считает, что амфиберингийская группа имеет генетические корни в Старом Свете, но Берингия была той ареной, где обособились многие виды этой группы. Эта группа, по мнению Г.П. Холланда, пережила оледенения на Аляске. Однако, если учитывать, что именно во время оледенений происходили межконтинентальные миграции животных, а также обособление некоторых видов, судьба аляскинских блох должна представляться в несколько ином свете. А именно: только в среднем плейстоцене могли сложиться отношения паразит–хозяин для многих пар, которые затем распространились и к западу и к востоку от Берингии по мере стаивания льдов. Интересно, что некоторые виды блох отстали от своих хозяев; некоторые из них так и остались в пределах аляскинского рефугиума, хотя их хозяева продвинулись на восток до Гудзонова залива или, по крайней мере, в Канаду.

Все эти выводы применимы в принципе к объяснению генетических особенностей популяций человека, растений и животных. Однако в этом отношении мы пока не идем дальше общих рассуждений ввиду отсутствия широкого фактического материала по генетике многих популяций в арктических районах, в частности в берингийском секторе. Того, что имеется сегодня, для широких суждений не достаточно.

О ПРИЧИНАХ ВЫМИРАНИЯ ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ЖИВОТНЫХ

Вопрос о массовой гибели животных на границе плейстоцен–голоцен часто пытались решить на недостаточном региональном материале. Однако назрел и планетарный подход к этой проблеме, который, впрочем, был не нов еще для Ч. Дарвина в его знаменитом путешествии на "Бигле" (Darwin, 1859). Планетарное обобщение свидетельствует (Witter, 1978) о том, что вымирания макрофауны в позднем плейстоцене происходили в глобальном масштабе. Они обычно имели место на тех континентах, где наиболее существенно воздействие температуры. Примером могут служить тропические части Южной Америки и Австралии, где вследствие колебания температуры влажные леса соседствуют с пустынями с присущей каждому району макрофауной, которая вымирает при смещении этих зон. В позднем

плейстоцене такие массовые вымирания зафиксированы 10–30 тыс. лет назад. Для южных континентов климатические причины вымирания устанавливаются условно. В Европе и Северной Америке, где климатические изменения хорошо изучены, это время обычно сопоставляется с наибольшими климатическими эстремумами. Хотя вымирание макрофаун происходило относительно быстро, но не было столь мгновенным, как астрономические катастрофы. Животные мамонтового комплекса исчезали постепенно. Уже в сартанскую эпоху "со вспышкой степных биоценозов" популяция мамонтов могла находиться в состоянии неустойчивого равновесия со средой (Шило и др., 1983). При оценке времени вымирания животных в Северной Америке установлено, что разные роды вымирали не синхронно и что ни для одного из вымерших плейстоценовых родов нет датировок моложе 10 тыс. лет назад (учитывая критическую оценку датированного материала) (Meltser, Mead, 1983). Причины вымирания некоторых животных кажутся загадочными. Так, наземный ленивец Шапта в Нью-Мексико питался в основном ксерофитными кустарниками и эфедрой. Вымирание животных началось примерно 11 тыс. лет назад, ему не предшествовали какие-либо резкие сокращения их популяции или ареала, поскольку растений, которыми питались животные, достаточно и в настоящее время. Во всяком случае, пока еще неизвестно, какие признаки изменения климатических условий или окружающей среды могли повлиять на вымирание. По крайней мере, относительно причин вымирания плейстоценовых животных существует не менее пяти гипотез.

Некоторые исследователи считают, что мамонты и другие животные погибли вследствие природных, грандиозных по своим масштабам ландшафтных перестроек и экологических катастроф (Верещагин, 1979; Верещагин, Громов, 1977; Верещагин, Барышников, 1989а,б).

Ряд ученых связывали исчезновение плейстоценовых животных с изменением климата. Их объяснения происшедших процессов предельно просты: было тепло, стало холодно, мамонты и вымерли (Черский, 1891; Громов, 1948). И действительно, фауна эоплейстоцена, нижнего, среднего и, возможно, части верхнего плейстоцена в Сибири, как и в Европе, не являлась холодолюбивой (Величко, 1973).

Немного сторонников и теории гибели мамонтов в результате смены растительности со степной и саванноподобной на лесную.

Другие полагают, что причины кроются в изменении физико-географической обстановки на равнинах Северо-Восточной Сибири – гибели степей и последующем заболачивании тундр на границе плейстоцена–голоцена (Томирдиаро, 1972, 1977; Мекаев, 1987; Флеров, 1979; Гатри, 1990).

Есть также мнение, что отличное знание особенностей жизни и поведения мамонтов шедшим за ними человеком позволяло ему успешно охотиться на этих животных, что в конечном итоге привело сначала к сокращению численности, а затем и к полному исчезновению их; вместе с ними были истреблены и другие крупные животные. Этим травоядных человек загонял в заранее вырытые ямы, где они погибали (Томирдиаро, 1978; Пидопличко, 1951, 1954, 1963, 1969). Веским аргументом в пользу данной версии считаются находки больших скоплений их костей на стоянках верхнепалеолитического человека. Эту точку зрения одно время разделял и М.И. Будыко (1984). Он указывал: "Современная деятельность человека привела к вымиранию до начала голоцена (т.е. до 10 тыс. лет тому назад) многих крупных животных". И далее: "Ряд крупных (и менее крупных) животных были уничтожены человеком во время голоцена, причем этот процесс продолжается и в современную эпоху" (с. 203).

Возможно, вымирание мамонтов было обусловлено разносторонней деятельностью человека (Thompson et al., 1980). Точку зрения на уничтожение крупных плейстоценовых животных людьми, которые и в Северную Америку пришли вслед за ними, разделяли многие зарубежные исследователи и прежде. В настоящее время на основании экспериментальных данных подтверждается гипотеза, согласно которой охотники кловис уничтожали целые семейства мамонтов. Популяции последних были

нормально развиты; у них не обнаружено признаков стресса, вызванного климатическими изменениями. Система охоты была основана на достаточном знании поведения мамонтов. Именно эффективная, но безжалостная охота была одной из причин вымирания мамонтов в конце плейстоцена (Saunders, 1980; Agenbroad, 1980; Coe, 1981; Spaulding, Geoffrey, 1983). Не разделял взгляды этих исследователей на причину гибели мамонтов непосредственно от примитивного человека Э. Колберт (Colbert, 1958).

П.С. Мартин (Martin, 1958, 1966, 1967) в течение ряда лет упорно отстаивает идею уничтожения мамонтов и других животных только человеком. Так, по его мнению, исчезли животные тропической зоны и ряд видов в Северной и Южной Америке. Ярм противником такой концепции является К.В. Бутцер (Butzer, 1964). Его контраргументами были оставшиеся после гибели мамонтов другие копытные животные того времени, а также исчезнувшие вместе с мамонтами крупные хищники. Он выдвигал и другую причину: мамонты были высокоспециализированными животными и к изменяющимся условиям природной среды не смогли адаптироваться. Делая акцент на одновременной гибели мамонтов и крупных хищников, К.В. Бутцер задается вопросом: почему же крупные хищники также погибли, если на них вообще не было охоты? Возможно, так оно и было. Но при детальном анализе ситуации все же обнаруживается ряд неточностей. Несомненно, человек мог как-то влиять на численность крупных животных и, возможно, даже в сторону снижения, а то и вовсе их истребить. Правда, при этом необходимо сделать ряд определенных допущений.

Допущение первое – численность человека палеолита должна быть высокой, равно как и его рождаемость, а смертность низкой. Фактически же жизнь человека верхнего палеолита была непродолжительной, что доказывает возраст многих найденных скелетов.

Допущение второе – должна быть низкой численность мамонтов (что не соответствует действительности) и других крупных травоядных при низкой плодовитости самок. Последнее вероятно, так как все крупные млекопитающие, особенно травоядные, обладают низкой плодовитостью, а суммирующие адаптивные факторы в размножении и поддержании устойчивого равновесия и состояния популяции без каких-либо воздействий извне компенсируются высокой продолжительностью их жизни (Железнов, 1990, 1994). По крупным животным это же подтверждается рядом ученых и по другим регионам.

Например, в процветающих популяциях национальных парков Африки возраст африканских слонов (самцов) достигает 90 лет (Насимович, 1975), а половозрелость их наступает в возрасте 8–14 лет, иногда даже старше – 16–17. Беременность самок длится 22 месяца, за всю свою жизнь самка может рожать до 4 раз по 1 детенышу. Разумеется, при таких низких показателях репродуктивного потенциала африканских слонов любой фактор может стать решающим для его популяции и привести в конечном итоге к полному ее уничтожению, как уже случалось не однажды, если бы не принимались экстренные меры по спасению этих самых крупных на планете наземных животных. Как позывают расчеты ряда исследователей (Будыко, 1984; Braiwood, Reed, 1957; Butzer, 1964), численность населения того периода была низкой – его прирост составлял 10^{-4} год⁻¹. Расчеты этих же авторов по изъятию животных дали величину $1,56 \cdot 10^{-4}$ год⁻¹, что при всех прочих показателях практически не меняет ситуацию, сложившуюся при рассчитанной доле изъятия животных. Мамонты могли жить прекрасно еще 10–25 тыс. лет, несмотря на то что на них началась охота; фактически же, по датировкам, они вымерли через несколько столетий. Как видим, и здесь есть определенные нестыковки.

Но вернемся к принципу актуализма и более подробно рассмотрим другие нераскрытые стороны описываемых явлений, перенеся их в далекое прошлое. В данном случае сторонники гипотезы гибели мамонтов от рук человека не учитывали как долю гибели животных от стихийных бедствий, болезней, других факторов, так и долю изъятия и утилизации их крупными хищниками, пищей которых они были, на

чем настаивают некоторые исследователи. Но мамонты были слишком крупными животными, чтобы связывать их с хищниками, и вряд ли они могли стать жертвами даже самых крупных хищников. Из плейстоценовых находок последних известны волк (*Canis lupus*) и пещерный лев (*Panthera spelaea* Gold.). Скорее всего, эти хищники могли утилизировать остатки уже погибших по каким-то причинам животных. Тем не менее в современных природных, не тронутых человеком экосистемах (например, национальные парки, заповедники Африки) без каких-либо изменений сообщества животных функционируют в соотношениях хищник/жертва как 1:20. В этом случае вся система находится в равновесном состоянии, а ее компоненты, будучи взаимосвязаны, осуществляют авторегулятивный процесс во времени и пространстве, незначительно и на некоторое время до выравнивания изменяя это соотношение. В тех случаях, когда появляются внешние факторы, наступает гибель одного из компонентов системы, и она разрушается. Следует оговориться, что такой автоколебательный процесс происходит в популяциях крупных травоядных при соотношении полов самцов и самок как 1:1 или близком к этому, что в природе наблюдается часто и является идеальным для популяций. Все суммирующиеся факторы воздействия, а в конкретном случае вся доля изъятия мамонтов, не должны превышать допустимую относительную величину продуктивности его популяций, поскольку гомеостатические свойства ее имеют свои пределы. Но даже если бы хищники охотились на мамонтов (представим это как третье допущение), то на давление, оказываемое на них, мамонты отвечали бы своими реакциями, которые могли выражаться в увеличении плодовитости, в активизации поиска определенных защитных стадий, в совершенствовании системы коадаптации хищник–жертва, защитных реакций и коллективных действий по отношению к хищнику (например, как обороняются овцебыки, выстраивая против хищника каре). Подобные предпосылки адаптивного поведения можно было бы отнести и к взаимоотношениям мамонтов с человеком.

Весьма сомнительны утверждения и о том, что мамонты не смогли приспособиться к саванноподобной растительности и найти свою экологическую нишу и соответствующее корма. Такие утверждения мало чем подкреплены.

Один из авторов этой монографии (Железнов, 1990) в условиях открытых северных ландшафтов на примере взаимоотношения диких северных оленей с растительностью выявил определенные закономерности: животные на пастбищах распределяются диффузно, пребывают на них небольшими группами и кратковременно. Отчуждение растительности не превышает 3–5%. При таком выпасе по сходности употребляемых видов растений конкуренции у оленей с другими травоядными нет. Травоядные в качестве корма используют различные виды растений; список их достаточно большой – всего 134 вида (Железнов, 1990) – и характеризует их как весьма адаптивных животных. Этот факт может служить основой для оппонирования сторонникам теории гибели мамонтов из-за смены степной, саванноподобной растительности на лесную.

Хейрстон и др. (Hairston et al., 1960) утверждают, что "растительоядные животные редко испытывают недостаток в пище, их численность чаще лимитируется хищниками, и поэтому они, по-видимому, не конкурируют из-за общих ресурсов". Обратная картина может наблюдаться только в замкнутых системах и при условии, что там нет хищников. Примером является заповедник на острове Врангеля. Это замкнутая система, где хищники отсутствуют, а на сравнительно небольшой территории вместе с овцебыками обитают олени, между которыми начинает развиваться конкуренция на межвидовом уровне. Невозможно представить, чтобы травоядные плейстоценового периода на значительных пространствах Северной Азии испытывали недостаток в привычных для них экологических нишах и недостаток кормов.

Из других современных травоядных, например, снежные бараны обитают в четырех природных зонах Север-Восточной Сибири и евразийско-сибирской (Железнов, 1990; Железнов-Чукотский, 1994). Это тоже свидетельство широкого экологического

диапазона их существования, который баранами при отсутствии фактора беспокойства может расширяться, хотя по выбору новых местообитаний они считаются весьма консервативными животными. То, что в настоящее время бараны обитают в горах на очень больших высотах, где кормов меньше, следует рассматривать как вторичный фактор влияния на них человека в прошлом (Железнов, 1980б, 1990). Эти примеры говорят, с одной стороны, об определенном воздействии человека на популяции животных, поведение и изменение их жизненной стратегии, когда, по сути, этих воздействий нет, а с другой – о способности человека при определенных обстоятельствах, прямо или косвенно воздействуя на диких животных, снизить их численность и даже истребить. Вероятность такого исхода может увеличиваться, если интенсивная охота ведется на один пол животного, а именно на репродуктивных самок.

Примеров тому много. Это история с уничтожением стада бизонов на Великих Равнинах в США, когда всего за 57 лет, с 1830 по 1887 г., их численность сократилась с 10 млн голов до 200. В среднем за год на одного человека приходилось 55 убитых бизонов. А в доисторическую эпоху, судя по ископаемым остаткам, они обитали на Аляске; на территории современных штатов США – в Калифорнии, Нью-Мексико, Техасе, Юконе, Флориде, Орегоне, Канзасе, Аризоне, Южной Каролине; в Канаде в провинции Онтарио (Уатт, 1971); на всей территории западной и центральной частей Берингии. Ф. Рое (Roe, 1951) подсчитал, что всего за этот период было убито 1,27 млн бизонов.

Это один из возможных сценариев и с мамонтами. Но в отличие от охотников Великих Равнин у охотника палеолита не было современного огнестрельного и убийного оружия. Он также не имел понятия, как управлять популяциями крупных животных, на которых охотился, что исключало само по себе возможное регулирование их численности.

Но продолжим наши рассуждения. По логике некоторых авторов, мамонты пережили неоднократные сильные потепления и похолодания климата. Потому, надо полагать, они и были истреблены палеолитическими охотниками. Для тундровой и лесотундровой зон наблюдается прямая связь между находками костей животных и климатическими изменениями в позднем плейстоцене (Кузьмина, 1972, 1977; Орлова, 1979). Согласно другой точке зрения, совпадение по времени резкого изменения климата в Северной Америке и исчезновения многих видов, вероятно, более существенно, чем гипотеза "избыточного уничтожения" млекопитающих древними охотниками (Martin, Neuner, 1978). По мнению же К.К. Флерова (1979), как было отмечено ранее, причина вымирания крупных плейстоценовых зверей заключается в изменении физико-географических условий, а не в истреблении их человеком.

В позднем плейстоцене территория Берингии, согласно И.Е. Кузьминой (1972), представляла собой открытый ландшафт с прекрасными для животных экологическими условиями при сухом, преимущественно континентальном климате. Под изменением этих условий обычно понимают исчезновение тундростепей как кормовой базы и увеличение заболоченности ландшафтов, что вообще делало жизнь животных невыносимой, и особенно при их перемещениях. Эту точку зрения разделяют даже в южных штатах США, где перигляциальные степи до сих пор не фигурировали в реконструкциях ландшафтов. Однако исчезновение тундрово-степных биотопов связывается с исчезновением некоторых видов крупных животных в конце плейстоцена в штате Вайоминг (Walker, Frison, 1980).

Несмотря на популярность "тундрово-степного сценария" для периодов оледенений, существует и иной взгляд – неблагоприятный климат эпох оледенения приводил к уменьшению количества корма для травоядных животных, что вызывало сокращение их численности (Schulz, Hillerud, 1978).

Несостоятельным представляется утверждение ряда исследователей об одновременном исчезновении крупных хищников и мамонтов. На основании закона экологической пирамиды и трофических уровней для всего сообщества мамонтовой фауны

исчезновение хищников было закономерным. Сначала уменьшилась численность их жертв, и лишь позже исчезли они сами. И все же вопрос остается во многом открытым. Если мамонты не были жертвами волков и пещерных львов, то кто же выступал в этом качестве? Это могли быть близкие к ним по размерам животные, такие, как олень, сайга, баран и др. Следовательно, исчезли не только одни мамонты, но и другие обитатели плейстоценовых ландшафтов, кроме тех видов, что дожили до наших дней. По времени это был длительный период, совпавший, по Н.В. Кинду (1973), с зырянским оледенением (50 тыс. лет назад) и последующим за ним каргинским межледниковьем с теплой фазой – малохетским потеплением (42–37 тыс. лет назад).

Существуют и иные, малоизвестные и обсуждаемые гипотезы гибели животных в конце плейстоцена, но, возможно, имеющие прямое отношение к факту вымирания мамонтовой фауны. Установлено, что на репродукцию крупных млекопитающих сильно влияние оказывает температура. Уровень современных летних температур может индуцировать гипертермию и редукцию кровяного снабжения матки и, следовательно, снабжение эмбриона кислородом, питательными веществами, водой. В конце позднего плейстоцена при повышении летних температур самки млекопитающих испытывали гипертермию выше адаптивного уровня, от которой в наибольшей мере страдали крупные млекопитающие, имеющие невыгодное для теплоотдачи отношение объема к поверхности тела. Новое палеоклиматическое датирование показывает, что зоны вымирания млекопитающих в Северной Америке и Евразии совпадают с районами аномально высоких средних летних температур. Районы Северного полушария, для которых характерны невысокие температуры и холод в теплый период года, напротив, являются теми, в которых вымирание крупных млекопитающих было минимальным (Mc Lean, 1981).

Таким образом, основной причиной вымирания автор считает гигантизм животных плейстоцена, приспособленных к холоду. Е. Батлер, Ф. Хоил (Bulter, Hoyle, 1980) предложили следующую гипотезу. Среди выявленного в стратосфере огромного количества мельчайших частиц (10^{14}) выделяются два вида: отражающие энергию (диэлектрические) и адсорбирующие (металлические). Предполагается, что первые являются возбудителями для возникновения, а вторые – возбудителями для затухания ледникового периода на Земле. Диэлектрические частицы вызывают охлаждение Земли, а адсорбирующие – нагревание. Неожиданное нагревание ранее сильно охлажденного тела могло быть причиной вымирания мамонтов, которое произошло в конце последнего оледенения (11 тыс. лет назад, по Н.В. Кинду (1973), королевское потепление было 13 тыс. лет назад, а таймырское – 11,5 тыс. лет назад), а не в начале или в максимум его развития. Это объясняется тем, что резко охлажденные талые воды отбирают внутреннее тепло животного быстрее, чем сухой лед.

После анализа изложенных событий, сопоставления климатической обстановки вполне обоснованно могут возникнуть вопросы: могла ли в плейстоцене произойти какая-либо экологическая катастрофа, вследствие которой вымерла мамонтовая фауна, как это утверждают Н.К. Верещагин и Г.Ф. Барышников (1980а,б), и что вообще следует понимать под катастрофой. Известно, что за геологическое время в силу даже незначительных причин может измениться многое, если они существуют достаточно долго (Руттен, 1973). Горообразование, дрейф материков, межледниковье, похолодание, трансгрессии – все это можно ли считать катастрофами, если одни из них продолжались десятки миллионов, а другие – сотни–десятки тысяч лет, а скорость воздымания при горообразовании или опускания поверхности Земли была не более 1 мм в год, движения земной коры 1 мм в 100 лет.

Наводнения, цунами, извержения вулканов, землетрясения – это лишь явления частного порядка на планете. Они не способны глобально изменить облик Земли. "Самые крупные, с человеческой точки зрения, катастрофы не соответствуют теории катастрофизма", – писал Руттен (1973. С. 24). Тектонические движения, эвстатические колебания уровня Мирового океана и другие процессы позволяют по-новому взглянуть на эволюцию событий. В целом это увязывается с понижением геоида под

континентами, с его влиянием на уровень грунтовых вод и глобальное изменение климата, что достаточно подробно изложил А.К. Беренсмайер (Behrensmeier, 1977). В процессах изменения климата, по мнению Н.А. Мёрнера (1986), цепь таких событий обобщенно выстраивается в следующем порядке: регрессия → изменения климата → вымирание животных.

Н.К. Верещагин (1972б) на основании радиоуглеродного метода установил, что вымирание мамонтов (по его мнению, это – катастрофа) произошло в два периода: первый – 45–33 тыс. лет назад, второй – 12–10 тыс. лет назад. Причем, как уже отмечалось, оба периода после очередных похолоданий совпадали с периодом потепления климата по Н.В. Кинд (1973; Кузьмина, 1977) (по другим авторам, таких совпадений нет). По времени это укладывается в первом случае в 12 тыс. лет, во втором – 2 тыс. лет. В пределах Сихоте-Алинского региона другие источники (Короткий, 1981; Короткий и др., 1981) свидетельствуют о соответствии мамонтовой териофауны позднеплейстоценовому максимальному похолоданию. Возраст "хорольского" мамонта датируется радиоуглеродным методом $15\,300 \pm 140$ лет назад, а костные остатки из позднепалеолитических слоев пещеры "Близнецы" в бассейне р. Партизанская как $11\,965 \pm 65$ лет назад (данные Э.В. Алексеевой). По мнению этих авторов, в то время на территории региона простиралась зона редкостойных березово-лиственничных лесов Уссури-Ханкайской равнины и "лесотундра" на побережье Японского моря, а на возвышенных местах доминировала темнохвойная елово-пихтовая тайга. Весь геологический период вымирания мамонтов составляет около 15–17 тыс. лет. Если суммировать время потепления и межледниковья, то геологическое время существования мамонтов фауны 107 тыс. лет. Период достаточный, чтобы на значительной территории (Берингия, часть Европы и Северной Америки) природные факторы могли оказывать мощное давление на мамонтовую фауну. Она находилась под таким пиковым воздействием дважды, в течение, как мы уже отмечали, свыше 100 тыс. лет.

Созданные нами сценарии, по которым могли развиваться события в плейстоцене, разумеется, далеки от реальных, так как невозможно восстановить в деталях то, что происходило в период, когда вымирали крупные млекопитающие.

Анализ хроностратиграфии (Хронология..., 1960) явлений, сопоставление фактов, событий, новых данных и оценка протекающих уже в современное время процессов в биосфере, а также теория катастроф (Берггрэн и др., 1986), не позволяют нам делать какие-либо определенные выводы о глобальной экологической катастрофе, происшедшей на просторах Берингии в плейстоцене. На наш взгляд, можно говорить лишь об обычной эволюции биосферы и ее биоты со всеми сопутствующими процессами: изменением уровня Мирового океана, климата, типов растительности и видов разнообразия животного мира. В результате вымирание мамонтовой фауны было обычным явлением в общем ряду последовательных изменений как в самой Берингии, так и на сопредельных территориях.

Речь может идти лишь о скоростях таких изменений в самой природе и скоростях адаптаций тех или иных морфофизиологических особенностей животных. В основе последних всегда лежат определенные реакции самого организма животных. Как указывает С.С. Шварц (1980), "этот процесс, видимо отличается тем, что морфофункциональные изменения нередко сопровождаются и изменениями биохимическими. В результате происходит замещение морфофункциональных приспособлений тканевыми, что неизбежно сопровождается изменением химизма внутренней среды организма. Последнее, как известно (Шварц, 1959), является одной из причин нескрещиваемости различных видов (тканевая несовместимость). Поэтому высокоспециализированные группы популяций определенного вида становятся в репродуктивном отношении изолированными – возникает новый вид" (с. 58), разумеется, через микроэволюционный процесс подвидообразования.

Таким образом, сам процесс адаптации животных становится экологически необратимым и, как трактует С.С. Шварц, заканчивается генетической изоляцией. Гене-

тическая изоляция имеет значение не на небольших участках жизненного пространства, а на изолированных обширных территориях. Короче говоря, если нет предпосылок для образования нового вида, то многие его популяции погибают. В основу данной концепции С.С. Шварц положил результаты своих исследований по энергетической оценке благополучной адаптации. Суть ее сводится к тому, что высокая степень напряженности энергетического баланса в природе определяет морфофункциональные приспособления животных, которые замещаются в процессе отбора тканевыми. У менее экономных особей, по-видимому, из-за их низкой скорости таких процессов не происходит, а раз так, то это заканчивается эволюционной гибелью, поскольку в этом случае, по мнению С.С. Шварца, "при общем недостатке кормов происходит диссипация, энергия, затрачиваемая на поиски и добычу корма, превосходит потенциальную энергию пищи, и животные гибнут" (Там же. С. 59), что и произошло с мамонтами и другими крупными животными, но не случилось с углозубами, скорость развития которых прямо пропорциональна температуре воды. По мнению С.С. Шварца, это правило не знает исключений.

ГЛАВА 10

ГОЛОЦЕН

СОВРЕМЕННОЕ МЕЖЛЕДНИКОВЬЕ

По мнению некоторых авторов (Хотинский, 1977, 1981), голоцен мало отличается от прошлых межледниковий; лишь усиление антропогенного фактора придает этому периоду, подходящему уже к концу, некоторую специфичность. Согласно А.А. Величко (1982), голоцен является наиболее прохладным межледниковьем плейстоцена. Некоторые авторы, например С. Мейер (Meier, 1980), принимают голоцен за продолжение ледниковья на основании существования гренландского и антарктического ледовых покровов.

Считается, что в голоцене было пять глобальных похолоданий: 9,5; 8,3; 4,0; 2,0; 0,5 тыс. лет назад (Кинд, 1979). В Альпах в голоцене происходили многочисленные наступания ледников, а гипситермал отчетливо не выражен (Grove, 1979). В хребте Брукса (Аляска) в течение голоцена выявлено восемь основных подвижек ледников (Calkin, Ellis, 1982). Авторы считают, что 5–4 тыс. лет назад на севере Аляски начался неогляциальный этап и образовались каровые ледники, которые в настоящее время деградируют (Ellis, Calkin, 1979).

В голоцене происходили глобальные изменения климата, обусловленные возрастанием скорости вращения планеты, с чем скоррелированы извержения вулканов, спрединг океанического дна и активизация тектоники плит (Фейрбридж, 1982).

По мнению А.А. Величко (1980), криогенные области существуют в настоящее время вследствие инерционности климата, который в течение последних 15 тыс. лет постепенно теплеет, и теоретически уже теперь возможен безледный режим. Согласно А.А. Величко, современная структура широтной зональности отвечает климату переходного типа, и при изменении теплового режима могут произойти крупные перестройки зональной структуры.

Для хроностратиграфического подразделения голоцена рекомендовано использовать известную схему Блитта–Сернандера в глобальном масштабе (Кёнигссон, 1984). Согласно этой схеме голоцен делится на периоды (в тыс. лет): пребореальный (10–9), бореальный (9–8), атлантический (8–5), суббореальный (5–2,5) и субатлантический (2,5–0). В атлантический период голоцена существовал некий голоценовый оптимум.

Для большинства районов Северной Евразии климатический оптимум приходится на вторую половину атлантического периода (6–5 тыс. лет назад). Существуют, однако, и региональные климатические оптимумы: на севере Русской равнины – в средней суббореальной фазе (4,1–3,2 тыс. лет назад), в Сибири и на Дальнем Востоке – в бореальном периоде. Таким образом, следует различать общерегиональные и региональные климатические оптимумы (Хотинский, 1982). В Северной Атлантике отмечен иной интервал потепления в голоцене. Благоприятные океанографические и

климатические условия в восточной части Норвежско-Гренландского моря после последнего оледенения существовали всего 8–6 тыс. лет назад (Thiede, 1982).

Уже небольшое увеличение температуры (менее чем на 3°) при переходе к климатическому оптимуму вызвало избыточное увлажнение и резкий рост заболачивания, но на севере континентов было суше, чем теперь (Дроздов, 1982). На основе расчетных данных по СПС (Бурашникова и др., 1982), для голоценового оптимума (6–5 тыс. лет назад) на территории бывшего СССР установлены температуры июля немного севернее 48° с.ш. на 1–2° выше современных, на севере и северо-востоке, а также на Камчатке на 3–4°. На широте 40–50° палеотемпературы практически не отличались от современных, а южнее (Средняя Азия, юго-восток России) они понижались на 1°. Среднеянварские температуры были на 1–2° выше современных, а на севере Западной Сибири на 5–6°. Среднегодовое количество осадков почти не отличалось от современного в европейской части бывшего СССР, на севере Западной Сибири и на северо-востоке (около 60° с.ш.), но на северной окраине суши оно было выше на 50 мм. Авторы пришли к выводу о метакронности климатических колебаний в разных районах во время климатического оптимума.

В Восточной Сибири и на Дальнем Востоке в голоцене повышение температур происходило севернее 54° с.ш., а между 50–54° с.ш. температурный режим мало отличался от современного, местами происходило даже снижение температур по сравнению с современными (Суетова и др., 1979). Отмечается, что в голоценовых перестройках растительного покрова отчетливо прослеживается влияние моря. Вблизи побережий фазы изменения растительности, соответствующие смягчению и ухудшению климата, сглажены (тундра–лесотундра), а в континентальных районах они контрастнее (тундра–лес) (Боярская, Киселев, 1980). Поэтому во время раннего голоценовой трансгрессии в приморских районах не произошло существенного улучшения климата.

В голоцене в прибрежных районах Северо-Востока Азии развивались кустарниково-травянистые тундростепи, в континентальных – лесотундры. Похолодание в суббореальное время привело к широкому развитию травянисто-кустарниковых и моховых тундр, а в континентальных – к сокращению площади древесных пород (Боярская, 1980).

С окончанием сартанского периода Берингия перестала существовать. Однако у нас есть реальная возможность охарактеризовать не только современное, но и плейстоценовое межледниковье.

Пока льды не исчезли полностью, климат был холодным и влажным. Переход от позднего сартана к голоцену датируется 10 300±100 лет назад (Кинд, 1973). Приблизительно 10 тыс. лет назад, по Д. Хопкинсу (Hopkins, 1972), произошло резкое глобальное потепление. На Аляске оно фиксируется обилием пыльцы ольховника (*Alnus*). Берингия начала затопляться.

К раннему голоцену А.П. Пуминов с соавторами (1972)¹ относит трансгрессию пролива Лонга, отделившую о-в Врангеля от материка. По мнению авторов, она могла быть обусловлена эвстатическим подъемом уровня океана. Однако не проявляется ли здесь действие гляциоизостазии? Согласно этой концепции, Амгуэмо-Куветский массив, освободившись ото льда, начал подниматься, а смежные участки шельфа опускаться. Сомнение в данном случае вызывает лишь незначительность оледенения и, следовательно, малая толща льдов, не способных оказать мощное давление.

Однако посмотрим, что же в это время происходило на Канадском Арктическом архипелаге. Впрочем, последнего как такового не существовало: на его месте была

¹Несколько ранее один из авторов этой статьи – Ю.П. Дегтяренко (1971) писал, что о-в Врангеля отделился от материка около 3 тыс. лет назад. К такому выводу он пришел, изучив соотношение мощности морских осадков в проливе Лонга (6–24 см) и в смежных районах Восточно-Сибирского и Чукотского морей (50–100 см) (из расчета средней скорости накопления осадков в Чукотском море 1 см/1000 лет). Возможно, кажущаяся невероятность столь недавней изоляции острова заставила автора пересмотреть свой взгляд и отнести это событие к раннему голоцену. Во всяком случае, причина пересмотра в статье в соавторстве с А.П. Пуминовым (1972) не оговаривается.

сплошная суша, и, как полагают Б. Крэг и Дж. Файлс (1965), современные проливы между островами представляют собой затопленные трогги. Архипелаг поднялся вследствие гляциоизостазии по окраине Канадского ледяного щита. Поднятие не достигло высшего компенсаторного уровня, так как и сам архипелаг частично находился подо льдами. Известно, что северо-западная его часть льдами не покрывалась, следовательно, можно предполагать, что толща льдов в восточной части не была значительной. Тем не менее отступление ледника вызывало гляциоизостатическое, по мнению Б. Крэга и Дж. Файлса (1965), поднятие. Эти авторы пишут: "Скорость поднятия была особенно велика во время отступления ледника. Максимальное поднятие суши произошло в течение первых (более пяти) тысяч лет; последующее поднятие происходило медленнее" (с. 31). Но оно происходит и в настоящее время. Еще Г. Симмонс (Simmons, 1913) отметил продолжавшееся поднятие архипелага, о чем он судил по свежему плавнику на высоте нескольких десятков метров над береговой линией, по обрывкам ламинарий, еще не потерявшим запах (на высоте 60 м), а также по следам эскимосских поселений.

По-видимому, поднятие Канадского Арктического архипелага шло на фоне общего погружения Северного шельфа, к которому условно можно отнести данный архипелаг, поэтому троговые долины, разделяющие острова, не поднялись выше уровня моря. В суммарном эффекте поднятия и опускания последнее оказалось более значительным. К этому добавляется гляциоэвстатический подъем уровня Мирового океана.

До недавнего времени ничего не было известно о сейсмической активности архипелага, поскольку ощутимых подземных толчков там не наблюдалось. Установление сейсмических станций выявило слабые подземные толчки (Юинг, 1968), которые свидетельствуют об унаследованной сейсмической активности. Последняя, как уже говорилось, обуславливает тектонические движения, инициированные давлением льдов на сушу. Считается, что разломы, параллельные берегу Северного Ледовитого океана, на о-ве Принс-Патрик связаны с изостатическим выравниванием.

Вероятно, аналогичное осложненное движение земной коры происходило на о-ве Врангеля. Согласно М.Т. Кирюшиной (1965), там имеются следы оледенений позднего плейстоцена, но, возможно, следы других оледенений просто не определены. Этот автор считает, что в конце зырянского оледенения началось поднятие, в каргинское время (интергляциал) – опускание, сартанское оледенение происходило при более высоком стоянии суши, так как его морены находятся на шельфе острова.

Во время оледенений на Чукотке шельф осушался и о-в Врангеля представлял собой горный массив на суше, поэтому вывод М.Т. Кирюшиной (1965) о том, что оледенения на острове, за исключением сартанского, возникали и развивались в условиях относительно высокого стояния уровня моря, вступает в противоречие с весьма распространенной теперь схемой. Едва ли можно сомневаться, что оледенения о-ва Врангеля были синхронны оледенениям материковой Чукотки. Следовательно, на острове сказывалось поднятие шельфа под действием гляциоизостазии, но сам остров, будучи покрыт льдами, испытывал тенденцию к опусканию и также под действием гляциоизостазии, только с обратным знаком. Преобладало поднятие шельфа, поэтому "остров", по всей вероятности, был ниже по абсолютной высоте, являясь частью суши. Возможно, что в самом конце зырянского оледенения, когда ледники уже освободили часть территории острова, а шельф начал погружаться, на остров проникли мамонты. Не исключено, что их загнала туда трансгрессия, отрезавшая путь на материк. Их остатки найдены в каргинских слоях осоково-гипнового торфа с клиньями льда (Яшина, 1959; Кирюшина, 1965).

В каргинское время остров опускался вместе с шельфом гораздо интенсивнее, чем поднимался в результате гляциоизостазии. В период сартанского оледенения² остров

²Ранее З.И. Яшина (1959) сообщала, что следов сартанского оледенения на острове нет. К.К. Марков и Б.Н. Городков вообще отрицали оледенение острова в квартере.

погружался, но менее резко, чем "всплыл" вместе с шельфом. После сартанского оледенения шельф погрузился так, что морены оказались ниже уровня моря, сам же остров продолжает подниматься и теперь. Об этом свидетельствуют граница распространения молодых илов, совпадающая с отметкой +10 м, и более высокие береговые валы, расположенные дальше от берега (Кирюшина, 1965). Современное поднятие о-ва Врангеля очень хорошо демонстрирует действие принципа гляциоизостазии в применении к последнему оледенению, значительно уступавшему по мощности предшествующим.

В связи с этим Ю.П. Дегтяренко (1971) проводит параллель с данными Дж. Кригера и Д. Макманэса (Creager, McManus, 1967)³ по Аляске, согласно которым 17–13 тыс. лет назад береговая линия находилась на современных глубинах, около 50 м. В районе о-ва Врангеля следы древней береговой линии обнаружены на таких же глубинах. По глубинам дельты чукотских рек прослеживается ход трансгрессии: на глубине 58 м 17–13 тыс. лет назад, на глубине 33–34 м 12 тыс. лет назад, начало формирования современной дельты 6–3 тыс. лет назад. Согласно П.А. Каплину и соавторам (1968), 6 тыс. лет назад уровень Чукотского моря был на 10 м ниже современного. В более поздней работе сказано, что послеледниковая трансгрессия замедлялась, когда уровень Чукотского моря был на 12–16 и 5–8 м ниже современного. В это время вырабатывались абразионные террасы против участков берегов с выходами коренных пород (Каплин и др., 1971). По Дж. Каррею (1968), замедление темпов повышения уровня океана началось 7 тыс. лет назад. А ранняя трансгрессия характеризовалась очень быстрыми темпами, так что "скорость седиментации не могла соответствовать скорости перемещения береговой линии" (с. 214). Поэтому ледниковые и водно-ледниковые отложения, образовавшиеся на шельфе, сохранились непогребенными, почему и выносятся в настоящее время к берегам, формируя бары (Каплин и др., 1971).

М.Т. Кирюшина (1965) справедливо считает, что серые илы на шельфе Чукотского полуострова, имеющие возраст 10–20 тыс. лет, относятся к сартанскому оледенению. Но поскольку шельф в то время был осушен, то илы не могли образоваться на суше. Очевидно, это лёссы, погрузившиеся с шельфом в море.

Северо-восточный сектор ледяного щита в Северной Канаде отступал от периферии к внутренней части 12,4–7 тыс. лет назад (Крэг, Файлс, 1965). А северный склон хребта Брукса освободился ото льда, по С. Портеру, 7241±95 лет назад (Кирюшина, 1965).

Северный склон хребта Брукса лежит на одной широте с северным склоном Амгуэмо-Куветского массива, и есть все основания полагать, что с этого массива льды исчезли примерно тогда же, когда и с хребта Брукса. По всей вероятности, на Чукотке происходит гляциоизостатическое поднятие, аналогичное поднятию Скандинавии (Монин, 1972), причем наибольшее поднятие, по-видимому, приходится на наивысший горный узел – Амгуэмо-Куветский массив, который мог выступать как один из центров и максимального, и последующих оледенений на Чукотке. Ю.П. Дегтяренко (1971) сообщает о значительном современном поднятии приморской части Чукотки, примыкающей к Амгуэмо-Куветскому массиву. Напротив, более восточное побережье, т.е. побережье собственно Чукотского полуострова, опускается (Каплин и др., 1971).

По П.А. Каплину с соавторами (1971), в районе мыса Барроу берег отступает со скоростью 2 м/год, а берега моря Лаптевых разрушаются со средней скоростью

³Проводить параллель между Чукоткой и Аляской в отношении береговой линии, вообще говоря, ненадежно, поскольку, по имеющимся сведениям, амплитуда тектонических движений там и здесь была различна; эти движения могли даже не совпадать по знаку. Кроме того, позднее Дж. Кригер и Д. Макманэс (1967) уточнили прежние данные. Согласно их новой точке зрения, береговая линия на отметке –38 м существовала 13 тыс. лет назад. Эта поправка очень существенна, так как при понижении уровня моря на 50 м образуется широкая связь Чукотки и Аляски, а на 38 м – связь только Чукотки и о-ва Св. Лаврентия (Hopkins, 1967).

12 – 15м/год. Можно было бы думать, что разрушение берегов само по себе еще не говорит об их опускании, но об этом свидетельствует, согласно П.А. Каплину и соавторам (1971), весь комплекс особенностей динамики и строения полярных берегов. Опускаются не только северные берега Чукотки. По представлениям А.С. Ионина и соавторов (1960) "Чукотский горный массив (Чукотская глыба) испытывает поднятие, однако его берега в настоящее время погружаются. Погружение скорее всего связано с опусканием северо-западной части дна Берингова моря".

В нижнем голоцене, согласно некоторым данным, на Чукотке климат был теплее современного. В низовьях Амгуэмы найдены древесные остатки, имеющие абсолютный возраст 9350 ± 230 лет (Дегтяренко, 1971). Ю.П. Дегтяренко сопоставляет с ними спорово-пыльцевые спектры с низовьев р. Рывеем (район, расположенный посередине между мысами Биллингса и Шмидта), в который наряду с морской фауной имеется пыльца (до 32%) древесных, включающая пыльцу *Betula sect. Albae*.

На р. Березовке (Анадырский лиман) найдена древесина лиственницы (*Larix*), имеющая абсолютный возраст 7800 ± 140 лет (Баранова, Бискэ, 1964).

Возраст древесных остатков с низовьев р. Маккензи, по Джонсону и Брауну (см.: Дегтяренко, 1971), составляет 6900 ± 110 лет. Ю.П. Дегтяренко на основе полного голоценового разреза в районе мыса Биллингса дает следующую картину развития растительности и климата в голоцене: "В период накопления нижней части осадков здесь существовала березовая лесотундра со значительными участками сфагновых болот, характерная для нижнего голоцена. Климат был влажный, но сравнительно теплый...⁴. В период формирования торфяника резко возросла роль кустарниковой, а затем древесной ольхи, что позволяет сопоставить это время с послевисконсинским потеплением Аляски. Накопление верхней части илов сопровождалось развитием березовых редколесий с карликовой березкой, ольховником и ивой (по мнению Ф.М. Левиной, это время соответствует климатическому оптимуму)" (с. 114). Приведенное представление как будто свидетельствует о том, что обстановка в раннем голоцене и во время климатического оптимума (средний голоцен) была сходной и более благоприятной для развития древесной растительности, чем современная.

Однако, по данным Р.Е. Гитерман с соавторами (1968), "климатические условия раннего голоцена, судя по составу растительности, были, по-видимому, близки к современным... на Чукотском полуострове господствовала кустарниковая тундра" (с. 141). Это же подтверждают палинологические и радиоуглеродные данные по западной Берингии Г.Г. Карташов (1973, 1976) и А.В. Ложкина (1973, 1976). Согласно последнему автору, климат в начале голоцена был холодный и влажный, хотя 12–11 тыс. лет назад произошло некоторое потепление. По-видимому, это потепление оживило вестную, пережившую оледенение растительность Чукотки, но не вызвало существенного ее обогащения мигрирующими элементами (особенно древовидными), так как льды в горах Северо-Востока Азии еще сохранились, представляя собой серьезную преграду для мигрантов с запада и юго-запада.

Ряд бореальных по типу распространения видов, переживших это оледенение в локальных убежищах, в том числе ель (*Picea*) и лиственница (*Larix*) на Майне, могли испытывать некоторое оживление и выйти за пределы убежища.

На побережье о-ва Раутан в Чаунской губе в образцах сфагново-осокового торфа с глубин 50 см и 1 м С.Г. Павловым обнаружена пыльца *Larix*, *Pinus* (по-видимому, кедрового стланика), *Betula* и *Alnus* (Тюлина, 1936). По свидетельству Л.Н. Тюлиной, близ мыса Дежнева в среднеразложившемся осоковом торфе найдена пыльца ели, а также лиственницы, березы, сосны. Сопоставление этих данных показывает, что миграция древесных пород происходила не только с юго-запада, со стороны анюйской

⁴Несколько выше в цитируемой статье говорится, что климат в раннем голоцене был умеренно холодный. Отсюда следует, что "сравнительно теплый" означает оценку современного климата Северной Чукотки. В работе А.П. Пуминова и соавторов (1973) упоминается о радиоуглеродной датировке древесины с низовьев р. Рывеем, имеющей возраст $17\,200 \pm 700$ лет назад. Поскольку в то время еще не закончилось сарматское оледенение, не вызывает сомнения, что эта древесина приносная.

тайги, но и с юга, через современное Анадырское плато. Естественно, что вместе с древесными формами мигрировали многочисленные низкорослые лесные растения.

Малое распространение льдов в сартанское время является причиной быстрой их деградации, так как уже спустя 3–4 тыс. лет начинается период климатического оптимума (8–4,5 тыс. лет назад) (Ложкин, 1973).

6 тыс. лет назад уровень моря был еще на 20 м ниже современного (Каплин, 1971)⁵, и если это так, то климат северного побережья современной Чукотки был континентальнее, чем теперь. В таком случае легко допустить, что в кустарниковых тундрах встречались в благоприятных условиях и древесные формы, как предполагает Ю.П. Дегтяренко (1971), но маловероятно, что деревья росли по берегам лагун и их пыльца осаждалась совместно с морскими организмами. Скорее эта пыльца приносилась водой из недалеких гористых местностей. По другим данным, "голоценовая трансгрессия моря... достигала близкого к современному уровню на побережьях Аляски, Чукотки и Канады около 7–6 тыс. лет назад" (Ломанченков, 1972. С. 63).

Во время голоценового климатического оптимума (называемого также гипсиртермал, альтитермал, неотермальное время) граница леса значительно продвигалась на север и северо-восток Азии (Сочава, 1933; Тихомиров, 1944, 1947; Гитерман и др., 1968; Петров, 1965; Petrov, 1967, и др.). "Современные средние температуры на 2–3°C ниже среднеголоценового максимума (около 6000 лет назад) и на 5–7°C выше последнего ледникового максимума" (Фэйрбридж, 1970. С. 265).

В то время произошло частичное осушение раннеголоценовых морских террас на Северной Чукотке, на которых также развивались торфяники 1–1,5 м мощности (Пуминов и др., 1972). Напротив, некоторые низкие приморские террасы, по-видимому, затоплялись, в частности, на Южной Чукотке близ пос. Шахтерского. Ю.П. Дегтяренко (1971) считал, что на Северной Чукотке в середине голоцена море проникло до подножий гор. В.С. Ломанченков (1972) пришел к мнению о существовании трех этапов голоценовой трансгрессии: трансгрессивного, регрессивного и современного. К сожалению, временных привязок этот автор не дает. Он предполагает, что "в конце регрессивного периода береговая линия располагалась на шельфе Чукотского моря, где-то в районе 10–20-метровых современных глубин" (с. 117). Об этом, по его мнению, свидетельствуют затопленные участки долин рек протяженностью 3–5 км. По данным А.С. Ионина и соавторов (1960), современные берега Анадырской низменности поднимаются.

Ш.Ш. Гасанов (1969) пишет, что "во второй половине голоцена после термического оптимума произошло повсеместное поднятие территории, контролируемое по эрозионному врезу гидросети в аллювий первой террасы и возникновению абразионного уступа в отложениях первой морской террасы. Вслед за этим произошло поднятие уровня моря, связанное с окончательным таянием ледников. Признаки среднеголоценовой трансгрессии выявлены на побережьях Северной Америки (Fairbridge, 1959; Cagau, 1961) и дальневосточных морей (Соловьев, 1959); поэтому вывод о гляциоэвстатической природе этого поднятия кажется вполне обоснованным" (с. 127). На Аляске Д. Хопкинсом (Hopkins, 1965) выделена голоценовая крузенштернская трансгрессия, сформировавшая 11–6 тыс. лет назад высокие морские террасы на юге и юго-востоке Аляски. Однако Д. Хопкинс полагает, что 6–5 тыс. лет назад уровень моря был на 3 м ниже современного. Следовательно, террасы поднялись вместе со смежными территориями в результате гляциоизостазии. Послеледниковое эвстатическое повышение уровня Мирового океана продолжается

⁵Эти данные противоречат представлениям Дж. Каррея (1968), согласно которому "уровень моря достиг современного положения 3000–5000 лет назад и с тех пор подвергался небольшим положительным и отрицательным колебаниям" (с. 455) и др. (Fairbridge, 1961; Fisk, 1944; Gould, McFarlan, 1959; LeBlanc, Berhard, 1954). Эта точка зрения не соответствует также данным П.А. Каплина с соавторами (1971) по Чукотке (см. выше). Пока не ясно, чьи представления ближе к истине, но ясно то, что голоценовая трансгрессия происходила.

еще и теперь, причем со скоростью до 1 мм/год (по Гутенбергу, см.: Ионин и др., 1960).

Детальное стратиграфическое расчленение отложений в заливе Кука (Юго-Западная Аляска) позволило Т. Карлstromу (1965) выявить чередование периодов похолодания и потепления в голоцене. Согласно его данным, за период гипситермала в заливе отмечалось пять стадиялов, разделенных тремя интерстадиялами и одним интергляциалом (3,5 тыс. лет назад). Стадиялы, по Т. Карлstromу, характеризовались похолоданием, подвижками современных ледников, оставивших конечные морены. Следовательно, и в других районах, в том числе на Северо-Востоке Азии, голоценовое потепление представляло собой чередование незначительных потеплений и похолоданий.

На северо-западе Аляски (среднее течение р. Кобук), по данным Ч. Швегера (1973), 9,5–7 тыс. лет назад пыльцевые спектры содержали пыльцу кустарниковых видов. По сравнению с более ранним периодом голоцена возрастает количество пыльцы березы и ольхи (соответственно до 30–70 и 5%); 7–5,5 тыс. лет назад сокращается количество пыльцы осок, а ольхи возрастает (до 80%). Появляется пыльца ели (менее 5%); 5,5 тыс. лет назад и до настоящего времени сокращается количество пыльцы ольхи и березы, а ели возрастает (до 50%). Ныне этот район находится близ северо-западной границы распространения ели *Picea glauca*, которая появилась на Аляске довольно поздно (Хейссер, 1969, 1986).

Ч. Швегер (1973) указывает, что его данные не совпадают с более ранним выводом Мак-Кэллоха и Д. Хопкинса (McCulloch, Hopkins, 1966) о потеплении 10–8,3 тыс. лет назад. Он считает, что полученные им новые данные не свидетельствуют о существовании в районе р. Кобук гипситермального периода, что потепление от начала голоцена до наших дней было однонаправленным, без колебаний. Однако Ч. Швегер не оспаривает существования более теплого, чем теперь, послеледникового периода в других районах Северной и Центральной Америки.

Данные Ч. Швегера о невыраженности климатического оптимума в районе р. Кобук не согласуются со множеством данных о существовании этого феномена в Северо-Западной Америке, где А.Е. Порсильдом обнаружены пневые горизонты (район устья р. Маккензи, севернее современной границы леса). Д. Хопкинс (Hopkins, 1972) приводит новые данные, согласно которым в 10 км к северо-востоку от Берингова пролива на побережье Аляски (Lorr Lagoon) найдена древесина крупных ив возрастом 8360±300 лет. В настоящее время крупные кустарники там отсутствуют. Этот район находится весьма близко от района исследований Ч. Швегера.

Хотя Ч. Швегер (1973) указывает, что "ко времени 8500 лет назад еловые сообщества обосновались во внутренней части Аляски и затем расселялись дальше к северу, достигнув южных склонов хр. Брукса 5500 лет назад" (с. 92), он, по-видимому, с недоверием относится к гипотезе о переживании елью оледенения в позднем висконсине в юго-восточном углу БМС, так как пишет, что местоположение рефугиумов ели в настоящее время неизвестно. Между тем сведения о рефугиуме ели в юго-восточном углу БМС появились еще в 1970 г. (Hopkins, 1970). В 1972 г. Д. Хопкинс опубликовал крупную работу, посвященную Берингии, и в частности пресловутому рефугиуму ели. Особо отметим, что в данных Ч. Швегера, очевидно, постоянно фигурирует *Picea glauca*, тогда как оледенение пережила, по всей вероятности, *P. sitchensis*.

Во время климатического оптимума, как и в каргинское время, древесная береза заходила в глубь Чукотского полуострова. Тогда же развитие получили ольшаники и ивняки, но наиболее интересным является произрастание на этом полуострове лиственницы (р. Ионивеем, залив Креста), обнаружена также пыльца кедрового стланика и ели (!), т.е. растительность Чукотского полуострова в то время была, по крайней мере отчасти, лесотундровой (Гитерман и др., 1968; Petrov, 1967). А по мнению А.П. Васьковского и В.Е. Тереховой (1970), "лиственничная лесотундра доходила во время голоценового термического максимума до северных берегов

Чукотки" (с. 210). На схематической карте растительности в оптимальную фазу голоцена Р.Е. Гитерман с соавторами (1968) показывает на северном побережье Чукотки кустарниковую тундру, в континентальной части которой (между Чаунской губой и устьем Амгуэмы) рос и кедровый стланик. На этой же карте видно, что лесотундра доходила до восточного побережья Чукотского полуострова; горные редколесья подступали к полуострову с запада в северной его части, а в южной заходили глубоко на сам полуостров. Такая обстановка согласуется со временем полного протаивания паковых льдов в Северном Ледовитом океане 3 тыс. лет назад (Брукс, 1952; Дайсон, 1966), с исчезновением ледников в горах Северо-Востока Азии (Бычков, 1970) и с их резким сокращением во всем Северном полушарии. Однако в Скалистых горах в альтитермальный период "отступление ледников местами достигало нескольких километров, а местами совершенно не проявлялось и, по-видимому, больше зависело от местных орографических условий, чем от географической широты" (Ричмонд, 1968. С. 278).

Протаивание паковых льдов шло, конечно, с большой задержкой по отношению к климатическому максимуму и, по всей вероятности, сопровождалось значительным повышением уровня моря и, следовательно, усилением океаничности климата. Т. Карлстром (1965) полагал, что кульминация голоценового потепления (4–3 тыс. лет назад) сопровождалась максимальным сокращением континентальных ледников, повышением температур и сухости.

В период 3,4–3,5 тыс. лет назад началось новое расширение ледников в Скандинавии, в Альпах, на Аляске и в Скалистых горах (Карлстром, 1965; Ричмонд, 1968), видимо, обусловленное похолоданием, которое наступило вслед за климатическим максимумом.

По радиоуглеродной датировке, указанной Г.Г. Карташовой (1973) для низовьев рек Яны и Омолон, деградация лесной растительности климатического оптимума произошла 4730 ± 120 лет назад. Это соответствует данным А.В. Ложкина (1973) и Н.В. Кинд (1973), согласно которым альтитермал приходился на интервал 8–4,5 тыс. лет назад с кульминацией 7–6 тыс. лет назад. В период похолодания 3–2 тыс. лет назад в Пенжино-Анадырской депрессии образовались булгуниахи (Граве, 1953; Васильковский, Терехова, 1970). Растительность и климат были тундровые. Следовательно, и на Северо-Востоке Азии в то время⁶ возродилось послеледстоценовое оледенение (Васильковский, 1955).

Климатический оптимум голоцена оказал на растительный покров Чукотки сильное влияние. Следы его сохранились вплоть до наших дней. Их тем больше, чем благоприятнее местная обстановка (Кожевников, 1978б).

В низовьях Анадыря еще и теперь известно значительное число бореальных видов, не произрастающих северо-восточнее. По экологии многие из них водно-болотные, часто весьма редкие. Кроме них, в низовьях Анадыря имеется множество видов с различной экологией на северо-восточном пределе своего распространения. В совокупности такие виды как бы распылены в ландшафтах, занимая все экологические ниши. Подобное распределение свидетельствует о недавней миграционной волне бореальных видов.

Низовья Анадыря располагаются еще в тундровой зоне, но близ ее границы с лесотундрой (Кожевников, 1978а; Портенко, 1939; Юрцев, 1974). Поэтому здесь в массе своей сохранились следы голоценового продвижения лесотундры на Чукотку. Далее, к северо-востоку, эти следы хотя и имеются, но уже не столь многочисленные. Послеоптимальное похолодание уничтожило большую часть бореальных видов – свидетелей голоценового оптимума. Современная обстановка не благоприятствует

⁶Ряд авторов, в том числе Т. Карлстром (1965), Дж. Кроуэлл (1968) и др., считают, что мы живем в так называемый малый ледниковый период, который длится уже около 4 тыс. лет. Однако, согласно концепции Т. Карлстрома (1965), этот период представляет собой только осцилляцию климата в межледниковом интервале, начавшемся после последнего оледенения, т.е. мы живем все-таки, по Т. Карлstromу, в межледниковье.

миграции бореальных видов на Чукотский полуостров. Отчетливые следы голоценового оптимума сохранились на юго-востоке полуострова, особенно в окрестностях выходов горячих источников (Тихомиров, 1957). В голоцене на Чукотку расширили ареал не только бореальные и степные виды, но также целый ряд арктоальпийцев и даже отдельные приморские виды. Таким образом, голоценовые мигранты имеют различную географию и экологию.

Голоценовый оптимум оказал наименьшее влияние на арктоальпийскую фракцию видов, в то время как арктические виды были отеснены на побережья морей.

Послеоптимальное похолодание обусловило формирование ландшафтов современного типа, т.е. их "гипоарктизацию" по Б.А. Юрцеву (1966а). Это связано с недостатком тепла при избытке влаги. Резко возросли площади, занятые болотами, сырыми тундрами, кочкарниками. В океанических районах исчезли степоиды, а в континентальных они начали испытывать притеснение со стороны тундровых сообществ, что продолжается и в наши дни. Ерниковые тундры в океанических районах сменялись ерничковыми.

Послеоптимальное похолодание усилило океаничность климата на Чукотском полуострове, но значительно слабее его влияние оказалось в континентальных районах западнее Амгуэмы. Значительная "геоботаническая эквивалентность" низовьев Анадыря и межгорных впадин Амгуэмо-Куветского массива обусловлена приблизительно одними и теми же суммами эффективных температур. Но во впадинах Амгуэмо-Куветского массива они складываются за счет местных резко континентальных условий, а в низовьях Анадыря (близ моря) – за счет более южного положения (на 250–300 км).

Послеоптимальное похолодание сказалось и в низовьях Анадыря. Весьма любопытно, что еще в начале нашего века недалеко от Анадыря была лиственничная роща (сохранившаяся со времени климатического оптимума), но ее целиком вырубили (Портенко, 1939). После порубки она не могла уже восстановиться. Пни сохранились до настоящего времени.

Под влиянием рельефа, орографии, геоморфологических характеристик общий климат дифференцируется на мезоклимат и даже на микроклимат, но уже на уровне мезо- и микрорельефа в различных ландшафтных узлах (Железнов, 1990, 1994). Особенно это хорошо проявляется в мощных горных системах Северо-Востока.

В разных узлах формируются разные физико-географические процессы, усиливая дифференциацию микроклимата. Эта дифференциация способствует переживанию реликтовыми элементами тяжелых условий в некоторых ландшафтных узлах. При улучшении общей климатической обстановки реликтовые элементы расселяются из своих временных убежищ. В принципе мы имеем здесь аналогию с тем, что происходило и в ледниковые периоды, когда ряд растений или животных переживали неблагоприятное время в каком-либо убежище. А в межледниковые периоды испытанию на выживаемость подвергались горные, в основном арктоальпийские виды.

Весьма значительные колебания климата уже в историческое время, сопровождавшиеся ростом ледников, происходили во всем Северном полушарии. В XIII–XIV вв. под наступающими льдами погибла колония норманнов в Гренландии. В XVIII в. интенсивно зашевелились ледники на Аляске. Все эти события происходили в условиях, которые в геологическом масштабе являются современными, т.е. межледниковыми. Они, конечно, оказывали существенное влияние на биоту современных приберингийских территорий.

Есть основания полагать, что в период миграции чозении на Телекай (Кожевников, 1974, 1979в), приблизительно 3 тыс. лет назад, обстановка в троговых долинах Амгуэмо-Куветского массива была значительно мягче, чем теперь. Сегодня Телекай – это реликтовая, небольшая по площади лесная роща. Об этом свидетельствует современный пролет бореальных видов птиц, живущих на Телекае (дрозд Науманна *Turdus naumanni* T.), обыкновенная чечевица (*Cardopacus erythrinus* P.), серый

сорокопут (*Lanius excubitor*), городская ласточка (*Delichon urbica*). Несколько десятков километров этим птицам приходится в наше время лететь на Телекай по еще не ожившим, сильно заснеженным долинам Амгуэмо-Куветского массива. Стало быть, им известно, куда они летят. Их влечет инстинкт предков, выведивших там потомство. Пролетев над безжизненными долинами немых гор, птицы оказываются в лесном оазисе. Их прилет, а также гнездования дроздов и других птиц косвенно указывают на то, что Телекайская роща пережила уже период своего расцвета и до сих пор является их родиной. По нашему мнению, это связано не столько с ухудшением климата после оптимума, сколько с поднятием Амгуэмо-Куветского массива, что привело к снижению континентальности климата в межгорных впадинах этого массива.

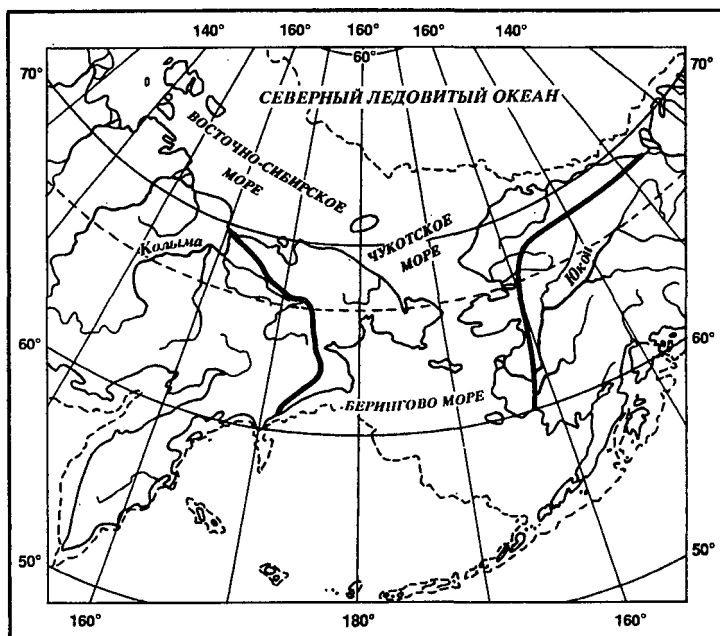
СОВРЕМЕННЫЕ ВЗАИМООТНОШЕНИЯ ФЛОР ПРИБЕРИНГИЙСКИХ ТЕРРИТОРИЙ (ЧУКОТКИ И АЛЯСКИ)

Сравнение флор обширных территорий дает существенную палеогеографическую информацию, хотя и не дает прямых указаний на временные интервалы. Общность и различие сравниваемых флор, а также география и экология отдельных видов сопоставляются с теми или другими палеогеографическими событиями, из чего делаются заключения о времени миграций.

Большое сходство флор Чукотки и арктической Аляски отмечалось многими авторами (Hultén, 1937a, 1963, 1973; Дервиз-Соколова, 1966; Тихомиров, Гаврилюк, 1966; Юрцев, 1967, 1968, 1974; Young, 1971) и др. Это сходство сформировалось в период свободного флористического обмена Чукотки и Аляски, т.е. в период существования Берингии. Было проведено сравнение флор этих территорий (рис. 87) по различным составляющим (табл. 17–21). Долготные группы включают виды: 0 – циркумполярные и почти циркумполярные, 1 – евросибирские, 2 – евросибирско-западноамериканские, 3 – сибирско-американские, 4 – восточносибирско-американские, 5 – сибирско-западноамериканские, 6 – восточносибирско-западноамериканские, 7 – сибирские, 8 – восточносибирские, 9 – чукотско-западноамериканские, 10 – чукотские; в широтных группах представлены следующие виды: а – арктические, б – арктогипоарктические, в – арктовосточносибирско-монтанные, г – арктоальпийские, д – гипоарктические, е – гипоарктобореальные, ж – гипоарктоальпийские, з – бореальные.

В табл. 19 и 20 добавлены американские группы видов: 11 – североамериканских, 12 – североамериканско-западноевропейских, 13 – аляскинско-северокордильерских, 14 – арктическо-аляскинских.

Сравнение показывает, что имеется 70%-ное сходство современных флор Чукотки и Арктической Аляски, которое существует за счет преимущественно арктоальпийских видов, которых на Чукотке 273 (38,2%) (см. табл. 17). Циркумполярных видов 223 (31,1%). Таким образом, расселение вдоль меридианов преобладало над расселением видов вдоль параллелей. Циркумполярных, арктоальпийских видов на Чукотке насчитывается 86 (12%). Следующей наиболее крупной группой является бореальная – 160 видов (22,3%), среди которых 56 (8%) – циркумбореальные. На Аляске соответственно 148 (23,1%) и 84. Использование теорий Ф.В. Престона (Preston, 1962) показало, что бореальные элементы чукотской и арктическо-аляскинской флор формировались независимо друг от друга, тогда как в целом эти флоры развивались взаимосвязанно (Ухачева, Кожевников, 1983). Следовательно, бореальные элементы обеих флор более древние, чем арктоальпийские, и та общность, которую мы наблюдаем теперь, представляет только отголосок древней общности. Виды, демонстрирующие ее, были разобщены на двух материках еще до оледенений, и впоследствии их ареалы пульсировали в долготном направлении, т.е. их северная граница то отступала к югу в периоды похолоданий, то выдвигалась к северу во время потеплений параллельно на Чукотке и Аляске.



Р и с. 87. Территории Чукотки и арктической Аляски, сравниваемые по флористическим составляющим
Жирная линия – краевые границы сравниваемых территорий

Циркумполярный элемент составляют преимущественно арктоальпийцы, имеющие южные генетические связи; значит, в сартанский период они уже существовали в Арктике, и их расселение туда происходило в более ранние периоды оледенений (*Oxyria digyna*, *Valeriana capitata*, *Poa glauca*, *P. arctica*, *Alopecurus alpinus*, *Hierochloa alpina*, *Carex rupestris*, *Pedicularis verticillata*, *P. lapponica*, *Cardamine bellidifolia*, *Draba nivalis*, *Saxifraga hirculus*, *S. oppositifolia*, *S. flagellaris* и др.).

Расселение по осушенным шельфам сопровождалось формированием полиплоидных форм, лучше приспособленных к суровым условиям. Во флоре о-ва Врангеля диплоиды составляют 28,7%, а полиплоиды – 71,3% (Петровский, Жукова, 1983). По-

Т а б л и ц а 17

Соотношение географических элементов чукотской флоры
(Д – долготные, Ш – широтные)

Д \ Ш	а	б	в	г	д	е	ж	з	Абсолютное число/процент
0	10	30	–	86	7	26	8	56	223/31,1
1	1	–	–	1	4	8	3	24	42/5,7
2	2	2	1	14	3	3	4	6	35/4,9
3	1	3	–	14	2	3	–	2	25/3,5
4	4	5	1	23	6	9	4	7	59/8,2
5	2	3	–	22	4	3	2	3	39/5,4
6	–	8	2	44	7	10	7	16	94/13,1
7	1	2	1	10	5	2	1	10	32/4,4
8	1	4	5	30	13	20	10	34	117/16,3
9	2	4	–	27	5	2	2	1	43/6,0
10	3	–	–	2	2	–	–	–	7/1,3
Абсолютное число	27	61	10	273	58	86	41	160	717/100
процент	3,8	8,5	1,4	38,2	8,1	12,0	5,7	22,3	

**Распределение чукотских видов, неизвестных на Аляске
по долготным (Д) и широтным (Ш) элементам**

Д \ Ш	а	б	в	г	д	е	ж	з	Абсолютное число/процент
0	2	2	—	1	—	2	—	5	12/5,7
1	—	—	—	1	2	7	2	20	32/15,2
2	1	—	—	1	—	—	—	2	4/1,9
3	1	—	—	—	—	—	—	1	2/0,9
4	—	1	—	—	—	1	1	1	4/1,9
5	—	—	—	1	1	—	—	1	3/1,4
6	—	1	—	6	—	—	—	5	12/5,7
7	1	2	—	9	4	2	1	9	28/13,3
8	1	3	5	23	11	18	10	32	103/48,0
9	1	—	—	3	—	—	—	—	4/1,9
10	3	—	—	2	2	—	—	—	7/3,3
Абсолютное число	10	9	5	47	20	30	14	76	211
процент	4,7	4,3	2,4	22,3	9,5	14,2	6,6	36,0	

Т а б л и ц а 19

**Распределение видов флоры арктической Аляски
по долготным (Д) и широтным (Ш) элементам**

Д \ Ш	а	б	в	г	д	е	ж	з	Абсолютное число/процент
0	8	28	—	86	7	26	11	84	250/39,0
2	2	2	1	13	5	4	5	8	40/6,3
3	—	3	—	15	2	3	—	2	25/3,9
4	4	4	1	23	6	8	4	11	61/9,5
5	2	4	1	22	4	3	2	3	41/6,4
6	—	8	3	46	9	13	7	23	119/17,1
9	1	4	—	24	5	2	3	1	40/6,2
11	—	2	—	1	6	7	5	11	32/5,0
12	—	—	—	2	1	—	1	—	4/0,6
13	—	—	—	24	1	—	3	5	33/5,1
14	2	—	—	1	2	—	1	—	6/0,9
Абсолютное число	19	55	6	257	48	66	42	148	641
процент	3,0	8,6	0,9	40,1	7,5	10,3	6,5	23,1	100

видимому, в сартанский период сформировались автополиплоиды, нечетко обособленные морфологически от исходных форм, как, например, *Ranunculus sulphureus* от *R. nivalis*, *R. sabinii* от *R. pygmaeus*, *Saxifraga porsildiana* от *S. nelsoniana* и др.

Шельфовые расселенцы не ограничивались только осушенным шельфом. Их популяции имелись и на перманентной суше. Они сохранялись, лишь когда шельф затоплялся. При последующем осушении шельфа расселенцы вновь возвращались на него, и долготное расселение их продолжалось. Многие из них не претерпели изменений по сравнению с популяциями гор Южной Палеоарктики (*Melandrium apetalum*, *Pedicularis lapponica*, *Minuartia stricta*, *M. biflora*, *Saxifraga nivalis*, *S. cespitosa*, *S. foliolosa*, *S. cernua*, *S. hirculus*, *S. oppositifolia*, *S. hieracifolia*, *Cardamine bellidifolia*, *Arctostaphylos alpina*, *Salix glauca*, *Chamaerion latifolium*, *Eutrema edwardsii*, *Draba alpina*, *D. hirta*, *Koenigia islandica*, *Ranunculus pygmaeus*, *Potentilla nivea*, *Oxyria digyna*, *Polygonum viviparum*, *Empetrum nigrum* и др.). Другие образовали арктические

Распределение видов арктической Аляски, неизвестных на Чукоте,
по долготным (Д) и широтным (Ш) элементам

Ш \ Д	а	б	в	г	д	е	ж	з	Абсолютное число/процент
0	—	—	—	1	—	2	3	33	39/28,5
2	—	—	—	—	—	—	—	—	0/0
3	—	—	—	1	—	—	—	1	2/1,5
4	—	—	—	—	—	—	1	5	6/4,4
5	—	1	—	—	—	—	—	—	1/0,7
6	—	—	1	1	—	1	—	10	13/9,5
9	—	—	—	—	—	—	1	—	1/0,7
11	—	2	—	1	6	7	5	11	32/23,4
12	—	—	—	2	1	—	1	—	4/2,9
13	—	—	—	24	1	—	3	5	33/24,0
14	2	—	—	1	2	—	1	—	6/4,4
Абсолютное число	2	3	1	31	10	10	15	65	137
процент	1,5	2,2	0,7	22,6	7,3	7,3	10,9	47,5	100

Т а б л и ц а 21

Распределение общих для Чукотки и арктической Аляски видов
по долготным (Д) и широтным (Ш) элементам

Ш \ Д	а	б	в	г	д	е	ж	з	Абсолютное число/процент
0	8	28	—	85	7	24	8	51	211/41,9
2	2	2	1	13	5	4	5	4	40/7,9
3	—	3	—	14	2	3	—	1	23/4,6
4	4	4	1	23	6	8	3	6	55/10,9
5	2	3	1	22	4	3	2	3	40/7,9
6	—	8	2	45	9	12	7	13	96/19,0
9	1	4	—	24	5	2	2	1	39/7,8
Абсолютное число	17	52	5	226	38	56	27	83	504
процент	3,37	10,3	1,0	44,8	7,5	11,1	5,4	16,5	100

подвиды: *Potentilla gelida* ssp. *hyparctica*, *Epilobium davuricum* ssp. *arcticum*, *Astragalus alpinus* ssp. *arcticus*, *Minuartia verna* ssp. *glacialis*, *Ranunculus pedatifidus* ssp. *affinis*, *Cardamine pratensis* ssp. *angustifolia* и др.

Многие виды не замкнули циркумполярное кольцо. Его разрыв часто приходится на приатлантические регионы. Таковы ареалы *Salix reticulata*, *Caltha arctica*, *Senecio congestus*, *Stellaria crassifolia*, *Ranunculus lapponicus*, *Androsace septentrionalis* и др. Эти виды, по-видимому, не распространились своевременно до Североатлантического моста суши, о существовании которого в период последнего оледенения свидетельствуют распространение многих видов, в том числе и американских переселенцев на Чукотку (*Carex scirpoidea*, *Campanula uniflora*, *Erigeron humilis*), а также *Arenaria humifusa*, *Minuartia rossii* и др.

Расселению через оба моста суши предшествовала дифференциация некоторых видов еще на территории Северной Америки (*Arnica louisiana* и др.). Другие обособились как расы по краям ареалов многих расселенцев (*Solidago multiradiata* ssp. *compacta*, *Minuartia rossii* ssp. *elegans*).

В сартанский период популяции многих видов были разобщены и обмен генети-

ческим материалом был затруднен. Возможно, что в интервалы кратковременных потеплений этот обмен все же частично происходил. В результате во многих родах оформился тот полиморфизм, сталкиваясь с которым теперь систематики испытывают затруднения. Приберингийские территории еще А. Енгле (Engler, 1872) считал центром полиморфизма *Saxifraga rivularis* L. и *S. bronchialis* L. (Engler, Prantl, 1930). Чрезвычайный полиморфизм характеризует в Северной Азии *Cerastium vulgatum* — *C. alpinum*, *Festuca ovina*, *Deschampsia cespitosa*, *Stellaria longipes*, *Potentilla nivea*, *Dryas octopetala*, *Oxytropis nigrescens*, *Pedicularis sudetica* и др.

В некоторых случаях можно приблизительно оценить время, за которое произошла дифференциация. Так, *Saxifraga flagellaris* ssp. *platysepala* расселилась с Аляски по "коридору" между Кордильерским и Лаврентийским ледовыми щитами на юг, на территорию США. После смыкания щитов популяция на территории США была в изоляции, подобно популяции людей, расселившихся по тому же "коридору". В результате образовался подвид ssp. *crondallii*, в то время как популяция людей (около 400 человек) стала основателем индейской расы. Таким образом, для образования ssp. *crondallii* потребовалось от 10 до 15 тыс. лет изоляции. А.Н. Толмачев (1959б) даже отметил близость ssp. *crondallii* *S. platysepala* соответствующей формальной комбинацией. Морфологическое сходство этих рас становится понятным, если представить, что соответствующие популяции подверглись влиянию сходных приледниковых условий: одна на осушенных шельфах северных морей, другая — в "коридоре" между Северокордильерским и Лаврентийским щитами льдов. Исходный таксон — *S. flagellaris* s.str. — имеет горное южнопалеоарктическое происхождение (возможно, даже гималайское).

В результате расселения на север Средней Сибири других южных горных видов произошли их редукция под давлением суровых условий и таксономическое обособление. Новый таксон расселился на восток, так как на западе находились льды. Убедительным примером служит *Claytonia joanneana*, добравшаяся с юга до севера Средней Сибири, где она обособилась как *C. arctica*, распространившаяся на восток и в настоящее время достигшая Берингова пролива.

Путем редукции, нередко с образованием при этом подушковидной биоморфы, обособлялись таксоны и в Восточной Сибири. Так, в не покрывавшемся льдами районе Колымы в сартанский период образовалась подушковидная *Arenaria tschuktschorum*, родственная *Arenaria capillaris* ssp. *formosa*. Однако до БМС *A. tschuktschorum* не успела распространиться.

В современной флоре Чукотки имеется серия видов с азиатско-американским распространением, но с дизъюнкцией в приберингийских районах с океаническим климатом. К ним относится ряд видов, являющихся термоксерофитами по отношению к арктическому климату. Эти виды отчасти и составляют "фрагменты каменистых степей": *Calamagrostis purpurascens*, *Carex obtusata*, *C. duriuscula*, *C. supina*, *Silene repens*, *Dianthus repens*, *Pulsatilla nuttalliana* ssp. *multifida*, *Smelowskia calycina* ssp. *integrifolia*, *Draba cinerea*, *Rosa acicularis*, *Oxytropis campestris*, *Chamaerhodos erecta*, *Aster alpinus*, *Cerastium arvense*, *Artemisia frigida*, *A. laciniata*. Приведенный перечень исчерпывает термоксерофильные виды чукотской флоры, общие с Северной Америкой. Совместно с ними могут обитать виды, встречающиеся в различных условиях, например *Festuca altaica*, *Carex podocarpa* и др. К этой группе на Чукотке подключаются еще виды, которые чуть южнее обитают в мезоморфных условиях: *Cnidium cnidifolium*, *Polemonium boreale*, *Pedicularis amoena* и др. Все виды, называемые на Чукотке степными, являются относительными термоксерофитами, т.е. могут встречаться не только во "Фрагментах каменистых степей" на склонах южных экспозиций, но и на скалах, на плотных приречных галечниках, а за пределами Чукотки, в том числе на Аляске, весьма обычны в отнюдь не степных условиях, хотя там, где распространены степи, они в них встречаются. К криофильно-, скально-степным и т.п. видам иногда относят такие растения, как *Selaginella sibirica*, *Alyssum obovatum* и др., являющиеся просто горными, но способными расти и на плотных,

слабозаселенных речных галечниках и надпойменных террасах, на редкотравных склонах гор на разной высоте.

Перечень "степных" видов Аляски включает 44 вида (Murray et al., 1983). Из них только 12 известны на Чукотке. При этом *Lesquerella arctica* не встречается в степоидных, а *Artemisia frigida* и *Chamaerhodos erecta* найдены лишь на самой континентальной окраине Чукотки, в одном месте (Юрцев, Коробков, 1979б).

Большую часть "термоксерофильного элемента" Чукотки и Анадырского края составляют сугубо азиатские виды, т.е. не проникшие на Аляску: *Helictotrichon krylovii*, *Poa versicolor*, *Elymus confusus*, *Carex pediformis*, *Allium strictum*, *Polygonum laxmannii*, *Arenaria tschuktschorum*, *Lyshnis sibirica*, *Astragalus inopinatus*, *Oxytropis middendorffii*, *Phlojodicarpus villosus*, *Eritrichium sericeum*, *Dracocephalum palmatum*, *Thymus serpyllum* s.l., *Senecio jacobiticus*, *Veronica incana* и др.

Некоторые виды расселились через Берингию на конечном этапе ее существования и сформировали на соседнем материке соответствующий элемент флоры. Сегодня азиатский элемент флоры на Аляске и американский в Северо-Восточной Азии выглядят следующим образом.

Азиатский элемент Аляски: *Cardamine microphylla*, *Primula borealis*, *P. sibirica*, *Agrostis trinii*, *A. clavata*, *Potentilla biflora*, *P. elegans*, *P. stipularis*, *Saussurea nuda*, *Senecio atropurpureus*, *Taraxacum lateritium*, *Pedicularis oederi*, *P. parviflora*, *P. verticillata*, *Festuca altaica*, *Carex bigelowii* ssp. *lugens*, *C. eleusinoides*, *Anemone sibirica*, *Poa malacantha*, *Calamagrostis holmii*, *C. arctica*, *Hedysarum hedysaroides* ssp. *arcticum*, *Luzula tundricola*, *L. rufescens*, *Trisetum sibiricum* ssp. *litorale*, *Koeleria asiatica*, *Puccinellia hauptiana*, *Phlox sibirica*, *Linnaea borealis*, *Chrysanthemum bipinnatum*, *Polemonium boreale*, *P. acutiflorum*, *Viola biflora*, *Corydalis arctica*, *Draba borealis*, *Cnidium cniidiifolium*, *Saxifraga serpyllifolia*, *S. nelsoniana*, *S. nudicaulis*, *Spiraea stevenii*, *Silene repens*, *Androsace ochotensis*, *Novosieversia glacialis*, *Oxygraphis glacialis*.

Американский элемент Северо-Восточной Азии: *Cardamine digitata*, *C. purpurea*, *Primula egaliksensis*, *Potentilla rubricaulis*, *Melandrium triflorum* (о-в Врангеля), *Saussurea angustifolia*, *Senecio frigidus*, *S. kjellmannii*, *S. hyperborealis*, *Taraxacum phymatocarpum*, *T. hyparcticum*, *Pedicularis langsдорфii*, *Arenaria longipedunculata*, *Anemone parviflora*, *Poa hartzii* (о-в Врангеля), *Hedysarum mackenzii*, *H. americanum*, *Bromopsis pumpellianae* ssp. *villosissimus*, *Arnica frigida*, *Antennaria monocephala* ssp. *angustata*, *A. compacta*, *Erigeron compositus*, *Papaver macounii*, *Dodecatheon frigidum*, *Chrysosplenium rosendahliae* (о-в Врангеля), *Oxytropis borealis*, *Draba arctogena*, *Castilleja elegans*, *Saxifraga nelsoniana* ssp. *porsildiana*, *Gentiana propinqua*, *Solidago multiradiata*, *Dendranthema integrifolium*, *Torularia humilis* ssp. *arctica*, *Salix brachycarpa* ssp. *niphoclada*, *Polygonum alaskanum*, *Aconitum delphinifolium* ssp. *chamissonianum*, *Cryptantha spiculifera*, *Smelowskia calycina* ssp. *integrifolia*, *Populus balsamifera*, *Viburnum edule*.

Некоторые американские переселенцы на Чукотку в сартанский период имеют в Азии ближайших родственников (*Hedysarum mackenzii*, *Saussurea angustifolia*, *Dryas integrifolia* s.str. и др.). Следовательно, исходные виды переселенцев из Азии в Северную Америку в более ранние периоды существования Берингии обособились там в новые виды и в сартанское время появились на Чукотке.

На Аляске в слоях, отлагавшихся ранее в 14 тыс. лет назад, основные компоненты СПС – полынь, злаки, осоки, реже ива (Heusser, 1983). Хейссер считает, что растительный покров Аляски большей части позднего висконсина характеризуется травянистой тундрой, соглашаясь с Д. Ричи и Л. Цвинером (Ritchie, Cwynar, 1982), которые исключают тундростепи. Он, видимо, не уверен в том, что ель существовала на Аляске в период оледенения, хотя ранее он (Хейссер, 1969) считал это возможным.

В бассейне Юкона имеется несколько эндемичных рас и видов, обособившихся, возможно, в сартанский период: *Melandrium apetalum* ssp. *ogilviense*, *Oxytropis nigrescens* var. *lonchopoda*, *O. huddelsonii*, *Senecio yukonis*, *Draba murrayi*, *D. ogilviensis* и др. (Hultén, 1968; Brunton, 1981). На Чукотке в этот же период также произошла дифференциация некоторых рас, изолированных здесь со времени предыдущего

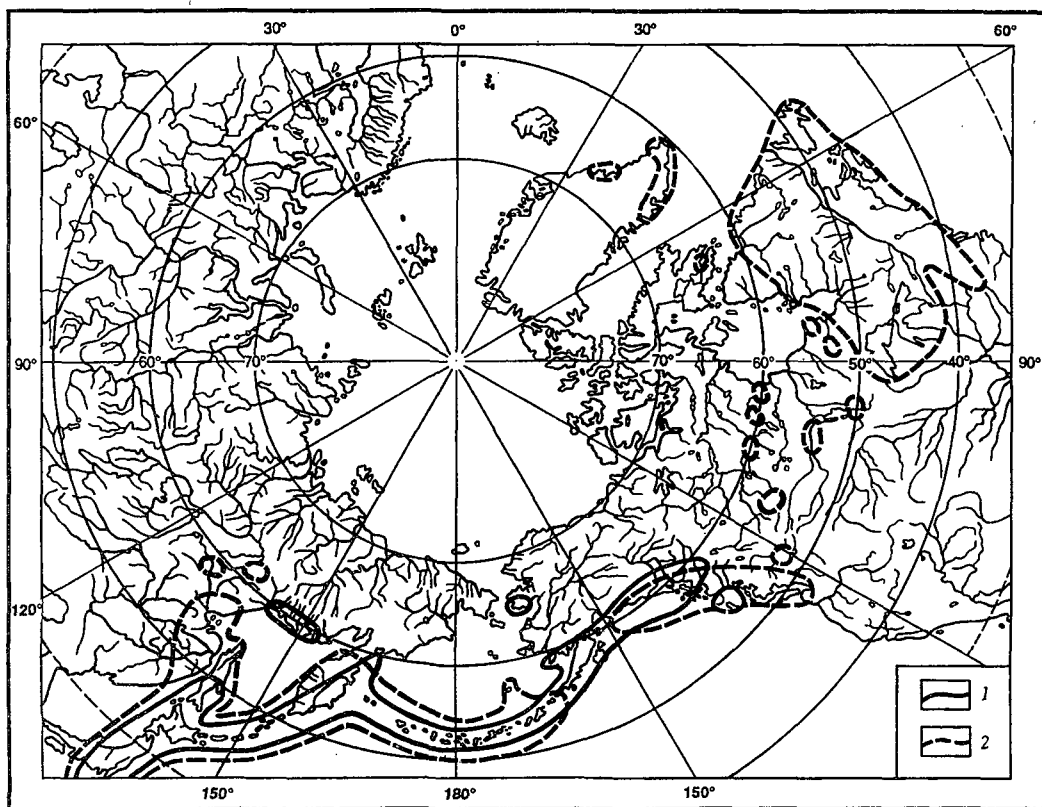
оледенения: *Androsace gorodkovii* ssp. *semiperennis*, *Potentilla anadyrensis*, *Oxytropis svedrupii*-*O. wrangelii*. Аналогичную историю возникновения имеют берингийские подушковидные эндемики и субэндемики *Draba stenopetala*, *Saxifraga eschscholtzii*, *Artemisia senjavinensis*. Их исходные виды *Draba aleutica*, *Saxifraga aleutica*, *Artemisia globularia* распространены на северо-востоке Азии и северо-западе Америки.

Сартанский период (25–14 тыс. лет назад), как мы уже отмечали, не был однообразно холодным. В нем случались и весьма теплые интервалы, когда даже в районах северных побережий образовывался торф. С помощью статистической обработки СПС, в связи с приуроченностью определенных типов спектров к определенным климатическим рамкам, установлено, что 20 тыс. лет назад в Восточной Сибири июльские температуры снижались на 5–6°, январские – на 4–5°, количество осадков уменьшалось на 50–100 мм в год; на Дальнем Востоке было холоднее в июле на 6–8°, в январе – на 10°, а осадков было меньше на 100–150 мм (Суетова и др., 1979). В соответствии с этими расчетами в районе пос. Марково на Среднем Анадыре, где теперь существуют прекрасные чозениевые леса, климат напоминал современный в Певеке на северном побережье; в районе г. Анадыря он был, как в Уэлене; в заливе Креста – как на о-ве Врангеля. Этот перенос современных климатических сопоставлений в прошлое, по-видимому, дает неточную оценку, а может быть и неверную, поскольку при таких параметрах вряд ли развилось бы оледенение, геоморфологические следы которого не вызывают сомнения.

Полагают, что 12 тыс. лет назад, а скорее всего позже, затонул Берингийский мост суши и обмен биотой между Чукоткой и Аляской прекратился (Kreager, Macmanus, 1967). Но оценка эта приблизительная, и, по-видимому, погружение БМС, как мы считаем, произошло несколько позднее, тем более что некоторые северные острова еще входили в сушу. Судя по фитогеографическим данным, сухопутная связь Аляски и Чукотки через о-в Св. Лаврентия сохранялась еще тогда, когда климат значительно потеплел. Возможно, это было в аллереде, который длился около 700 лет. По этому же перешейку на Аляску с Чукотки могла расселиться *Alnus fruticosa*, пережившая последнее оледенение в бассейне Анадыря. К этому предположению склоняет обнаружение пыльцы ольховника на о-ве Св. Павла в слоях, отлагавшихся 13–10 тыс. лет назад, тогда как на п-ове Сьюард появление ольхи датировано 10 тыс. лет назад, а в ближайшем районе п-ова Аляска – 5,6 тыс. лет назад (Hopkins, 1972). П-ов Сьюард находится приблизительно на таком же расстоянии от о-ва Св. Павла, как и юго-восточный угол Чукотского полуострова. Д. Хопкинс (Hopkins, 1972) считает, что палеодюны на о-ве Св. Павла свидетельствуют о ветрах с Аляски, т.е. пыльца ольховника скорее могла быть занесена с Аляски, тем более что вместе с ней найдена пыльца ели. Но более ранние находки пыльцы на этом острове, чем на Аляске, говорят в пользу версии переселения ольховника с Чукотки.

Имеется целая группа видов, распространенная на Чукотке на самом востоке, на Аляске – в основном на западе, т.е. амфиберингийские (хотя в целом их ареалы очень разные и отнюдь не ограничены приберингийскими районами). В нее входят *Chamaepericlymenum suecicum*, *Angelica gmelinii*, *Cystopteris montana*, *Carex bicolor*, *C. krausei*, *C. pyrenaica* ssp. *micropoda*, *Epilobium hornemannii*, *Saxifraga nudicaulis*, *Cnidium ajanense*, *Poa alpina*, *Claytonia sarmentosa* и др. К этой группе примыкают несколько приморских видов: *Carex lyngbyei*, *Poa eminens*, *Senecio pseudoarnica*, *Saxifraga bracteata*, *Salix ovalifolia* и др. Возможно, что ряд из них пришли в Азию из Аляски и позднее (во время оптимума) расселились на юг, достигнув Охотии. В субатлантическое время между североохотской частью ареала и восточнчукотской у некоторых видов образовались крупные дизъюнкции (*Chamaepericlymenum suecicum*, *Claytonia sarmentosa*), но отдельные сохранились в промежуточных районах. Однако более вероятна другая версия.

Возможно, что при отступании южной границы Берингии до положения современных южных берегов Чукотки и Аляски сложились ареалогические отношения данной группы видов, распространенной на востоке Чукотки и на западе Аляски. Об



Р и с. 88. Ареалы *Cassiope lycodioides* (1) и *Coptis trifolia* (2) (по: Hultén, 1968)

этом свидетельствует распространение *Draba hyperborea* (на о-ве Ратманова в Беринговом проливе и на Алеутских островах), а также градиент северного положения границ ареалов многих видов. В их числе имеются переселенцы из Северной Америки, которые встречаются лишь в Северной Охотии, хотя обитают в геосистемах, широко представленных севернее, например *Pennellianthus frutescens* или *Cassiope lycodioides* (рис. 88). Характерно, что *Coptis trifolia* (рис. 88) расселился по осушавшемуся шельфу в Гренландию, а в Восточной Азии не проник на север дальше Охотии. Приморский вид *Ligusticum scoticum* ssp. *hultenii* продвинулся на север только в Южную Корякию, но в то же время имеется на западе Аляски. Его распространение сходно с таковым *Claytonia samentosa*, хотя последнее дизъюнктивно. Другой вид – *Iris setosa* – достиг Южной Чукотки в то время как *Geranium erianthum* только приблизился к ней вплотную. Подобные примеры довольно многочисленны.

Азиатские виды с приокеаническими видами (*Dicentra peregrina*, *Cassiope ericoides* и др.) добрались до Чукотки, когда шельфы еще не были полностью затоплены, но Командоро-Алеутская сухопутная связь уже прекратилась. В это время дицентра оказалась на восточной стороне залива Креста, где сохраняется до сих пор на каменистых субстратных геосистемах в условиях равнины, хотя отсутствует на более подходящих для этого вида местообитаниях в хребте Искатень севернее этого залива. Эколого-географическая ситуация с дицентрой интерпретируется однозначно, что дает возможность определить скорость миграции этого вида в голоцене. Она составляет около 2 км в 100 лет. По-видимому, это характерная скорость миграции тех горных видов, семена которых мелкие и лишены приспособлений для переноса. Их распространение связано со штормовыми ветрами. Следует отметить, что среди северных видов растений преобладают именно такие. Большинство арктоальпийцев

не обладают какими-либо приспособлениями для расселения, в том числе те, которые расселялись через Берингию.

На Чукотке, как и на всем севере Евразии, конец оледенения сопровождался обводнением ландшафтов, что повысило влажность воздуха и обусловило механическую нейтрализацию почвогрунтов разных местообитаний. Это оживило арктоальпийских мезо- и гигромезофитов, предпочитающих нивальные условия (*Oxytropis mertensiana*, *Epilobium anagallidifolium*, *Beckwithia chamissonis*, *Luzula wahlenbergii* и др.). Некоторые виды с подобной экологией в это время мигрировали на Чукотку (*Cardamine victoris*, *Eriophorum japonicum* и др.) из Анадырского края, о чем свидетельствует то, что они не достигли Аляски, хотя другие виды с подобной экологией, обитавшие на Чукотке ранее, на Аляске известны.

Нарушение сухопутной связи Чукотки и Аляски вызвало формирование эндемичных чукотских таксонов-обитателей нивальных местообитаний – *Cardamine spheophylla*, *Saxifraga hieracifolia* ssp. *czukczorum*. Исходные виды (*Cardamine bellidifolia*, *Saxifraga hieracifolia* s.str.) являются циркумполярными арктоальпийскими видами. Образование чукотских эндемиков не потребовало значительных генетических перестроек, так как соответствующие уклоняющиеся формы исходных видов встречаются на Чукотке и теперь. Около 9 тыс. лет назад на Востоке Чукотки началось торфообразование (Иванов, 1982). Следовательно, климат был такой же, как современный, или даже теплее. В то время *Alnus fruticosa*, по-видимому, достигла восточной оконечности Чукотки, пережив последнее оледенение в бассейне Анадыря.

Целый ряд видов с приокеаническими ареалами добрались до Чукотки в голоцене и, естественно, отсутствуют на Аляске. К таким видам относится *Oxytropis ajanensis*, *Cardamine victoris*. Ближайшим родственником последнего является, скорее всего, *C. chirimensis* на Сахалине (Miyabe, Tatewaki, 1936). Там же встречается *Primula kawasimae* Naga, которая практически не отличается от *P. borealis* Duby (Hultén, 1968). Последний вид распространен на севере Восточной Азии и на западной и северной окраинах Аляски. Он представитель азиатского элемента во флоре Аляски. Таким образом, существует параллель между *P. borealis* и *Cardamine victoris* с той только разницей, что первый вид распространился на Аляску, а второй нет. Оба вида имеют на Сахалине ближайшего родственника или просто изолированные популяции, слабо обособленные от северных популяций.

Достоверных данных о том, что на Чукотский полуостров распространялся кедровый стланник, не имеется. Однако, судя по тому, что в первой половине голоцена он был представлен в растительном покрове Северо-Востока слабо (Шило и др., 1983), в оптимальное время *Pinus pumila* активизировался и проник до северного побережья Чукотки. В Чаунской губе на севере Чукотки, на о-ве Айон указаны для оптимального времени кустарниковые тундры с ерником, ольхой, кедровым стлаником (Новейшие отложения..., 1980), а на о-ве Раутан в торфянике обнаружена пыльца лиственницы, сосны и березы (Тюлина, 1936). Не исключено, что в то время на Чукотке росла даже ель, пыльца которой обнаруживается в поверхностных слоях и в торфе, в том числе на мысе Дежнева. Ольховник широко распространился по Чукотке. Вместе с ольховником восточного предела Азии достигли *Boschniakia rossica*, *Oxococcus microcarpus*, *Pinguicula villosa*, *P. spathulata*, *Lycopodium annotinum* ssp. *rungensis* и др., в настоящее время обитающие вместе с ним в резко континентальных орографических геосистемах Чукотки и имеющие дизъюнкцию через весь Чукотский полуостров.

Близ термальных источников на востоке Чукотки обычны галофиты, сохраняющиеся здесь со времени трансгрессии. Они произрастают совместно с бореальными видами, на сотни километров оторванных от области современного распространения. Б.А. Тихомиров (1969б) считал, что бореалы близ горячих ключей появились во время голоценового оптимума, но не раньше. Их сочетание с галофитами, лишенными возможности переселиться сюда в современных условиях (поскольку отсутствует геосистемный контакт с засоленными побережьями, а птицы никогда не

салятся на пахнущие сероводородом выходы горячих вод), свидетельствует о взаимосвязи мощного потепления и трансгрессии.

Расселения бореальных видов в тундровую зону происходили и в сравнительно недавние периоды потепления, в том числе 150 лет назад. Однако такие виды заселили тундры по самому южному их краю. На Чукотке к ним относятся *Saussurea schanginiana*, *S. oxyodonta*, *Leontopodium ochroleucum*, *Caltha natans*, *Pedicularis tristis*, *Rhododendron aureum* и другие азиатские виды (Петровский, Королева, 1975; Кожевников, 1976в).

Имеется также ряд гипоарктоальпийских и бореальных видов, едва заходящих в настоящее время на Чукотку, но известных в Северной Америке (*Elymus jacutensis*, *Poa platyantha*, *Adoxa moschatellina*, *Gentiana barbata*, *Galium verum* и др.), что свидетельствует об их вторичном продвижении на Чукотку.

В настоящее время Чукотка переживает период усиления арктических черт флоры и ослабления бореальных. В то же время некоторые виды, исконно бореальные, только недавно внедрились во флору Чукотки (вследствие временного фактора) и активно расширяют здесь свои ареалы. К таким видам прежде всего относятся многие криоксерофиты – обитатели степоидов. Это хороший пример того, что для расселения видов требуются не только определенные климатические условия, но и время, необходимое для их расселения.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Возникновение нового научного направления "берингиология" означает, что в исследовании проблем Берингии наступил новый этап – синтеза фактического материала, который собирался в течение нескольких десятилетий и на основе которого было высказано немало ценных идей, а также обобщений выводов частных наук. В настоящее время особенно четко видны недостатки прежних представлений о Берингии, а также дефицит информации по тем или иным периодам.

В берингиологии еще многое можно оспаривать, так как не хватает фактов, отсутствует корреляция между данными различных наук и исследователей. Многое же вообще неясно. Например, было ли все-таки соединение Азии с Америкой в нижнем плейстоцене. За этот вопрос "цепляется" и другой: как можно безошибочно определить стратиграфическое положение нижней границы плейстоцена в любом районе и т.д.

Большим шагом вперед за два последних десятилетия следует считать доказательство существования Берингии, что ранее нередко опровергалось или принималось только в качестве рабочей гипотезы. Для этого потребовались усилия сотен ученых, проводивших тщательные исследования на протяжении десятков лет.

История Берингии, безусловно, таит в себе еще много такого, что находится за пределами человеческих знаний. Палеогеографические данные весьма противоречивы, и, скажем, исследователь истории чукотской флоры и фауны имеет сейчас на выбор несколько вариантов палеогеографических схем и реконструкций. В этой книге представлена лишь одна схема, построенная на основе самых разных фактов и концепций. Но в ряде случаев мы не делали выводов, например относительно времени голоценовой трансгрессии. Два авторитетных автора по-разному оценивают положение береговой линии в среднем голоцене. Кто из них прав, решат дальнейшие исследования. Мы считали необходимым только показать физико-географическую обстановку на Чукотке в обоих случаях.

Современная экология растений, животных и человека является важным элементом понимания условий среды прошлого. Но обычно палинологи, палеонтологи, археологи недостаточно хорошо знают современную экологию изучаемых ими видов. Напротив, для флористов-экологов, зоогеографов и биогеографов остаются неясными некоторые палинологические тонкости, позволяющие интерпретировать растительность по опубликованным пыльцевым спектрам, по особенностям распределения растений и животных в ландшафтах и уж тем более по элементам рельефа прошлого. Какова пространственная структура поселений и населения – пока неизвестно. Представления палинологов о растительности могут не соответствовать таковым ботанико-географов, которые, однако, вынуждены обращаться к их данным. Авторам пришлось однажды беседовать с палинологом, который рассматривал плейстоценовую тундростепь как современный растительный покров окрестностей пос. Шахтерского близ Анадыря. Такое представление весьма правильно (если не

учитывать кустарниковые формации) по отношению к растительности позднего плейстоцена, и если все палинологи понимают "тундростепь" так же, то, вероятно, это наиболее реалистическое понимание. Однако называть современную растительность окрестностей пос. Шахтерского тундростепью нет никаких ботанико-географических оснований, хотя там и имеются степоиды, а в позднем плейстоцене их было, очевидно, еще больше. Контакт палинологов с экологами и ботанико-географами был бы, вероятно, полезен и для тех, и для других. Но, как было сказано ранее, палинологам следует быть очень осторожными при выборе мест для взятия проб. Нередко выходит так, что, определив первую надпойменную террасу как сартанскую, палинолог выстраивает спектр из отложений этой террасы и "восстанавливает" растительность сартанского периода в данном месте. Однако не все первые террасы имеют сартанский возраст. Поэтому при выборе места для взятия проб необходимо установить историю ландшафта по геологическим показателям, в частности по геоморфологии. Правда, спорово-пыльцевой метод получил широкое признание как один из способов изучения истории ландшафта. Образуется порочный круг, который должен быть разорван.

Дж. Ханвелл и М. Ньюсон описали курьезный случай. Копая колодец, они изучали почвенные горизонты, считая их очень древними, возможно, плейстоценовыми. "Каково же было наше изумление, когда, дорывшись до контакта почвы с песчанником, мы обнаружили там пивную бутылку! Ясно, что нас ввела в заблуждение наша же собственная трактовка почвенного профиля" (Ханвелл, Ньюсон, 1977. С. 171).

Не менее существен выбор разрезов с костными остатками. На Северо-Востоке Азии многие слои с разрозненными костями являют собой результат переотложений вследствие меандрирования рек в течение тысячелетий. Несравненно большую научную значимость имеют находки целых трупов животных. То, что эти находки редки, не является оправданием для сомнительных интерпретаций слоев с отдельными костями.

Известно, что абсолютные датировки позволяют восстановить хронологию событий прошлого, однако и в этом есть ограничения. Например, определение возраста ископаемой древесины из районов морских побережий может быть ошибочным, если не установлено, что она не занесена морем.

Авторы далеки от мысли, что изложенные ими представления лишены недостатков. Вполне вероятно, что те ученые, чьи взгляды подвергнуты критическому анализу, не согласятся с ним. Мы попытались это учесть. Конечно, использовать более обширную литературу и отдать тем самым должное многим исследователям прошлого приберингийских районов практически было просто невозможно. Нами не привлечен солидный ботанико-географический и эколого-зоологический материал, а также некоторые генетически закрепленные этологические особенности отдельных видов животных, свидетельствующие в пользу существования Берингии, хотя, как мы уже указывали, данный факт не вызывает ни у кого сомнений. Эколого-флористическое и фаунистическое освещение ботанико-географического и эколого-зоологического материала позволяет интерпретировать историю приберингийских районов начиная с плиоцена, что существенно дополняет массив других данных. Однако в вопросах хронологии ботанико-географ, зоолог и биогеограф неизбежно обращаются к палеогеографии, палеонтологии и палеоклиматологии. Вероятно, в ближайшем будущем многие эти вопросы, возможно даже с учетом наших суждений, будут решены.

Берингия еще долго будет привлекать внимание широкого круга исследователей, всех тех, кто интересуется ее историей и эволюцией. В историю изучения Берингии будут вписаны многие новые страницы, которые заполнят высвеченные нами белые пятна в этом уникальном уголке Земли. Действительно, все исследователи Берингии единодушны в том, что полуостров Сьюард на Аляске и Чукотский полуостров с прилегающими к ним акваториями морей представляют собой единственный в своем роде историко-культурный и природный памятник.

Здесь, как мы уже неоднократно отмечали, был центр видообразования новых

форм и рас. Это, пожалуй, одно из самых богатых биологическим разнообразием мест нашей планеты. Достаточно сказать, что общее число видов птиц только на Северо-Востоке Азии и в западной части Северной Америки составляет свыше 175, а наземных и водных млекопитающих достигает 70. Через Берингов пролив мигрируют морские млекопитающие. В приберингийских водах обитает самое многочисленное стадо моржей (*Odobenus rosmarus* L.), залежки которых имеются на о-ве Аракамчечен, на побережье Инчоуна и мысе Блоссом на о-ве Врангеля. Большая концентрация белух (*Delphinapterus leucas* Pall.) отмечается вокруг стай лососевых, которые являются их пищей и приходят сюда на нерест. Особую ценность представляют морские гиганты – киты, ежегодно добываемые в ничем не оправданных громадных количествах. В первую очередь это касается гренландского кита (*Balaena* L.), занесенного в Красную Книгу. Другой вид проходящих через Берингов пролив китов – серый (*Eschrichtius* Gray), который кормится на отмелях глубиной до 15–50 м. Серые киты составляют две популяции: чукотско-калифорнийскую и охотско-корейскую, в летнее время мигрирующие в Чукотское море и Берингов пролив. Здесь они пребывают до конца лета, а затем отплывают к берегам Калифорнии, Корейского полуострова и Японии. Добывают его в основном для нужд местного населения. Мясо китов вообще используется нерационально – его скармливают пушным зверям на зверофермах Чукотского полуострова. Хозяйственное освоение биологических ресурсов Берингова пролива нуждается в принципиально новой научной концепции.

Другая ценность этого региона – культурные и исторические памятники, число которых достигает 150. Природные условия и климат наложили особый отпечаток и на ландшафты. Весь регион находится в зоне влияния морского климата. Западная административная граница районов Чукотки почти совпадает с геоботанической, что отражает чрезвычайно сложное сочетание и своеобразие широтно-зональных и высотно-поясных очертаний природных геосистем. В результате здесь сформировался необычный, во многом отличный от материковых ландшафтов, физико-географический природный комплекс. Поэтому назрела необходимость в создании на Чукотском полуострове природоохранной территории международного ранга со статусом биосферного заповедника или национального парка. При этом должны быть решены три взаимосвязанные задачи – экологическая, экономическая и социальная – на основе геосистемного подхода, когда рассматривается физико-географический комплекс в целом, без деления его на ландшафты (Литовка, Железнов, 1991).

Из множества функций будущего парка можно выделить главные: экологическую – охрана природы, социальную (рекреационную) – создание зон отдыха и туризма, хозяйственную – развитие традиционных форм природопользования и экономическую – получение прибылей от туризма. Рассмотрим каждую функцию в отдельности.

Экологическая функция национального парка заключается в заповедности части территории, закрытой для туризма. Здесь следует осуществлять долговременный мониторинг окружающей среды. Это должна быть своеобразная международная лаборатория изучения уникального в северной части Тихоокеанского региона биогеоценоза. На наш взгляд, такой заповедник должен включать весь Чукотский полуостров с прибрежными акваториями Российского и Американского секторов Арктики. Сведения по полипараметрам природной среды должны поступать через геоинформационную систему в банк данных.

Социальная функция предполагает экономическое развитие региона, для чего необходима разработка как принципиально новых методик учета социально-экономических потребностей населения, так и целевой комплексной программы, основные положения которой должны учитывать проблемы ряда стран, быть направлены на решение эстетико-воспитательных и историко-культурных задач. Особое внимание, на наш взгляд, следует уделить организации буферных фольклорных зон, тех ненарушенных территорий, которые были священными у эскимосов, чукчей. Одним из важнейших секторов парка должен стать историко-краеведческий.

Хозяйственная функция предполагает в соответствии с емкостью экологической

среды развитие оленеводства, различных промыслов, в том числе добычу рыбы, пушного зверя и морских млекопитающих по технологиям с глубокой и комплексной переработкой сырья.

Экономическая функция природного парка должна определять стратегию рационального природопользования без ущерба окружающей среде. Главным в этой стратегии должна быть программа управления землепользованием с получением прибылей от различных видов деятельности, в том числе и от туризма. Удовлетворение рекреационных потребностей на базе биосферного заповедника или будущего национального парка даст значительную выгоду от туризма. Однако для получения наиболее полного экономического эффекта необходима соответствующая рекреационная инфраструктура, которая может быть создана только на комплексной основе. С одной стороны, это организация сбыта изделий местных промыслов на частной или кооперативной основе, с другой – обеспечение туристов экзотическим полярным рационом питания, традиционным для коренного населения, снабжение рыболовным и охотничьим снаряжением. Не менее важно строительство сети пансионатов одно-, двухдневного пребывания с полным циклом обслуживания туристов. Для этих целей должны быть привлечены отечественные и иностранные (США, Японии, возможно, Кореи) инвестиции.

При создании национального парка на Чукотке для обеспечения устойчивого экологического равновесия хрупких полярных экосистем следует применять жесткие планировочно-технологические решения в районах производства и расселения на всей территории полуострова. С этой целью должен быть выработан особый режим природопользования и взаимодействия основных на сегодня природопользователей: горнодобывающей, рыбной промышленности, морского транспорта, авиации и промысла, а также различных военных ведомств.

Нам представляется целесообразным зонирование парка, предполагающее планирование территории для целей охраны и рационального распределения всех ресурсов и землепользования. Основным фактором в этом случае должен стать характер ресурсов, режим использования которых будет зависеть от их запасов и научного проекта.

Вся территория парка должна стать особой зоной дифференцированного природопользования с жесткими предельно допустимыми антропогенными нагрузками, широкой системой штрафов и особым регламентом поведения человека. Четкая система штрафов, исполнение законодательных положений об охране природы парка, животных и растений на его территории должны быть жестко взаимосвязаны.

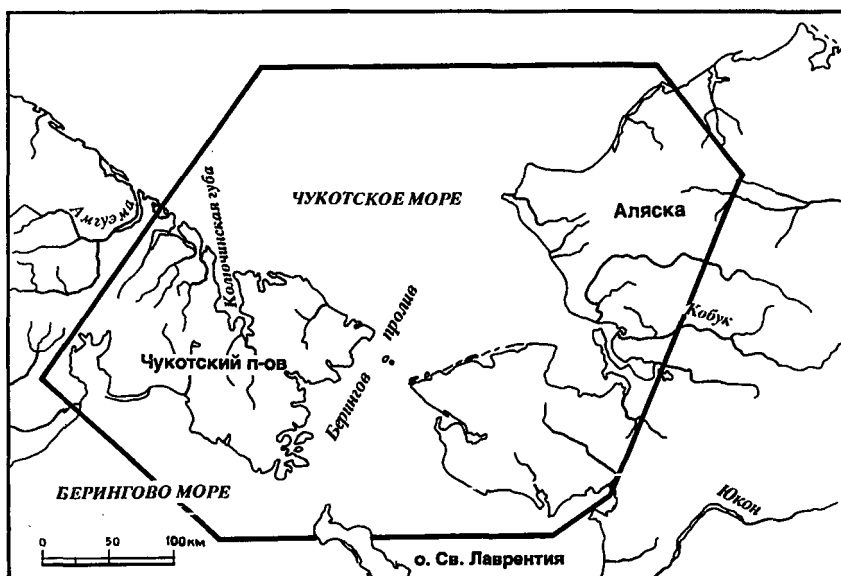
По нашему мнению, возможно выделение четырех основных сухопутных и морских зон.

1. Зона полностью заповедная, где исключается хозяйственная и туристическая деятельность. Здесь, особенно в акваториальной полосе, должны быть полностью исключены загрязнение нефтепродуктами и сброс сточных вод прибрежными населенными пунктами.

2. Зона восстанавливаемого природного ландшафта с регулируемыми на него нагрузками, где исключается строительство капитальных сооружений, дорог и проводятся частично природовосстановительные мероприятия. Она должна быть освобождена от чрезмерных техногенных и других воздействий, но хозяйственная деятельность с отдельными видами традиционных форм природопользования может быть сохранена или же сведена к минимуму.

3. Зона активного рекреационного освоения, где обеспечивается в то же время полная сохранность территории и акватории (сюда же следует отнести и буферные территории, а также территории многоцелевого использования, где коренное население может вести нормированные виды деятельности: спортивную рыбалку, охоту или сбор грибов и кореньев).

4. Зона с контролируемым режимом природопользования, или хозяйственная. Это пастбища, сенокосы, русла рек, населенные пункты, места забоя оленей и др.



Р и с. 89. Местоположение Международного парка "Берингия"

Особый вопрос – управление национальным парком. Сложившаяся на сегодня система управления в нашей стране далеко не совершенна. Управление национальными парками рассредоточено между различными ведомствами, которые наряду с природоохранными функциями осуществляют и функцию производственной эксплуатации (заготовка сена, древесины и т.п.). Представляется целесообразным, учитывая, что основная функция парка природоохранная, а не рекреационная, создание специальной административно-правовой службы по типу Службы национальных парков в США. В условиях Чукотки, когда определилась самостоятельность ее как субъекта Федерации, финансирование должно быть на базе региональных органов управления с управлением через республиканские учреждения или обе функции должны осуществляться через организацию Службы национальных парков на базе заинтересованной Международной организации (ЮНЕСКО, МАГАТЭ и др.). Организация национального парка на Чукотке будет определенным районообразующим фактором для территории с ведущими отраслями специализации региона, продукция которых будет одной из основных доходных статей регионального бюджета.

Предполагаемые к заповеданию как уникальные территории будущего Международного национального парка должны составлять единый природный комплекс на основе истории и генезиса Берингии (рис. 89), а внутренние границы должны выделяться как ареалы биотических сгущений в соответствующих биомах на основе синтезирующего направления физической географии – регионального ландшафтоведения и геосистемного анализа природных комплексов. Это наиболее полно может отражать концептуальные модели различных систем природоохранных территорий, для которых функциональный уровень и охранный статус будут различаться (Железнов, 1991г; Zheleznov, 1993, 1994).

Целостность природоохранных территорий в этом случае должна стать основой развития принципиально новой структуры экономики и системы природопользования на Чукотском полуострове. При этом из многочисленных направлений развития отраслей народного хозяйства должны быть выделены приоритетные направления с учетом традиционных форм природопользования. Мы выделяем пять моделей систем природоохранных комплексов.

Первая модель. Группа эталонных и уникальных природных комплексов, роль

которых приравнивается к статусу заповедников. Это выделяемые территории, имеющие особо важное значение, в которых экосистемы являются эталонными, а биотические сгущения геопотоков, определяющие соответствующее разнообразие в них, максимальные. Сюда следует отнести группу природоохранных территорий под общим названием "Сенявинский архипелаг", о которой мы сообщали ранее (Железнов, Васьковский, 1987). В нее входят острова Аракамчечен, Иттырган, Нунанган, Кынкай, а также на юго-западном побережье коса Тэткын, мыс Кеклюн, Бакланий, на восточном побережье – лагуна Гэтлянен, мыс Халюскина, на севере – вся территория под условным названием "Земля Голубых гусей" (Железнов, Васьковский, 1987). По-видимому сюда же следует отнести и гидротермальный источник "Чаплинский".

Назначение и цель таких территорий обеспечение функций естественного состояния всех типов ландшафтов и гармоничное сохранение разнообразия генетического фонда редких видов растений и животных.

Вторая модель. Группа природоохранных территорий с системой природных комплексов, в которых в качестве выделяемых по видовому составу животных и растений могут быть также редкие и обычные виды. В этой модели система природоохранных территорий может быть со смешанным режимом охраны: одна часть заповедная, где имеются экосистемы с редкими и чрезвычайно ценными биокomпонентами; другая – со статусом заказника при усиленном режиме охраны и ограничении всех видов хозяйственной деятельности. Сюда могут относиться экосистемы суши и моря. В основном это участки достаточных площадей в Чукотском районе: бухты Наукан, Поутен, где сохранились эскимосские китобойные поселки, а также о-ва Балка в заливе Лаврентия. К этой группе следует отнести мысы Чирикова, Бакланий, Столетия, где обитают хиреющие популяции снежных баранов, а также гнездовья голубых гусей в Мечигменской губе.

Сюда же следует причислить районы с реликтовой растительностью в бухте Пенкигней, по рекам Песцовая, Чегутунь и гидротермальные источники: Лоринские, Мечигменские, Восточный, Чегитуньский и Гильмималвеемский.

Третья модель. Система природоохранных территорий, где культурные и исторические памятники нуждаются в сохранении как общекультурные мировые ценности, наследие чукчей и эскимосов, как единая система макромра Чукотки и Аляски (см. рис. 89). Режим функционирования устанавливается особо после инвентаризации объектов национальной культуры и исконных мест традиционного природопользования, как на суше, так и в акваториальной части полуострова. К этой группе следует отнести мыс Халюстина, выделенные на островах Иттырган, Аракамчечен участки с сооружениями древнего человека.

Четвертая модель. Это система природоохранных территорий, объединенных этнокомплексом. Назначение таких территорий – сохранение национальной культуры малочисленных народов, а функция – соответствующий этому режим природопользования с приоритетами традиционных форм хозяйствования, возможно в отделении территорий, где сохранились древние поселения человека. Это коса Рыткин, мыс Чирикова, урочище Чечен и лагуна Кивак.

И, наконец, **пятая модель**, к которой отнесена вся остальная часть территории Международного национального парка и Чукотского полуострова, обеспечивающая высокое качество жизни всего проживающего населения. Режим и статус таких территорий должен быть широким, а емкость экологической среды соответствовать уровню, при котором поддерживается функция экосистем без заметного ее изменения и нарушения связей с биокomпонентами. При этом хозяйственная емкость остальной части территории и объем всех развиваемых отраслей народного хозяйства не должны превышать экологическую емкость и сверхдопустимый уровень нагрузок на природную среду.

Излагаемый принцип выделения природоохранных территорий соответствует ранее разработанному подходу на основе числа разностей природных образований

(Железнов, Васковский, 1987). Эти территории должны органично вписываться в природные комплексы и составлять, как уже было отмечено выше, единый с природоохранными территориями Аляски Берингский биом. На первом этапе со стороны Аляски сюда должны войти уже функционирующие национальные парки.

1. Национальный заповедник Берингского моста суши (Bering Land Bridge National Preserve). В основном это северное побережье п-ва Сьюард. На этой территории, равно как и на Чукотке, имеются многочисленные горячие источники. Здесь обитает около 115 видов, в основном болотных и водоплавающих птиц. Много памятников исторической и археологической культур. Общая площадь его составляет 2 758 000 акров (1 116 107 га).

2. Национальный памятник природы мыс Крузенштерна (Cape Krusenstern National Monument). Включает в основном побережье приморской тундры, прилегающей к Чукотскому морю. В основном преобладают арктические ландшафты. На территории из парнокопытных обитает овцебык, из крупных хищников – гризли; встречается песец. Как и со стороны Чукотского полуострова, обитают в территориальных водах белуха, морской заяц, пятнистый тюлень. Примечательно, что из птиц гнездится алеутская крачка (*Sterna aleutica*). Здесь особенно много и болотных птиц. Общая площадь этой природоохранной территории составляет 660 000 акров (267 088 га).

3. Национальный парк Долины Кобук (Kobuk Valley National Park). Размещается в северо-западной части Аляски, располагаясь и охватывая почти весь бассейн долины р. Кобук. С севера эту долину экранирует хребт Брукса, а с юга к Национальному парку примыкает "Селавик". Здесь произрастают массивные леса из черной ели (*Picea mariana* Bg.). Они чередуются с тундровыми ландшафтами. На склонах гор проявлена поясность. Высота некоторых вершин до 1100 м над ур. моря. Обитают в основном северные формы млекопитающих и птиц. Много археологических памятников. Общая площадь составляет 1 750 000 акров (708 190 га).

4. Национальный заповедник Ноатак (Noatak National Preserve). Это, пожалуй, один из самых крупных природных заповедников и парков. С севера он примыкает к Национальному парку Долины Кобук, практически составляя с ней единое целое. Является крайней северо-западной территорией распространения бореальной тайги Северной Америки. В целом представлен различными группами ландшафтов, имеются и соответствующие им местообитания различных видов животных. Встречается лось формы (*Alces a. gigas*), карибу около 3 тыс. особей, в горных системах обитает баран Далля (*Ovis dalli*) хотя численность его не превышает 100–120 особей. Из хищников обычен гризли, встречается волк. Множество птиц. Общая площадь составляет 6 575 000 акров (2 660 771 га).

Американская сторона предлагает включить в Международный парк территорию общей площадью 11 743 000 акров (4 752 156 га).

Состояние территорий и их биокomпонентов по обе стороны Берингова пролива в немалой степени будет зависеть от тактики и стратегии, которые в отношении их будут определены двумя государствами – Россией и Соединенными Штатами Америки. В связи с резко возрастающим воздействием человека на природные ландшафты и особенно на морские биокomпоненты (безнормативный вылов рыбы, добыча ластоногих, китов, моржей) увеличивается риск возможных катастрофических последствий для населения не только этих районов, но и целого региона планеты. Поэтому необходимо срочно принять меры к организации и формированию единой природоохранной территории обеих стран с включением горных, прибрежных и морских экосистем со всеми составляющими их компонентами в целях их сохранения для человечества. Только в этом случае будет положено начало уже новой эпохе существования Берингии.

ЛИТЕРАТУРА

- Абатуров Б.Д. Биопродуктивный процесс в наземных экосистемах. М.: Наука, 1979. 126 с.
- Абатуров Б.Д. Освоение сайгаками растительных кормовых ресурсов // Копытные фауны СССР: Тез. докл. М.: Наука, 1980. С. 116–117.
- Абатуров Б.Д. Млекопитающие как компонент экосистем. М.: Наука, 1984. 284 с.
- Авдалович С.А., Биджиев Р.А. Каргинские морские террасы на севере Западной Сибири и проблема сартанского оледенения // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1984. № 1. С. 89–100.
- Авдеев В.Д. Степная растительность и выпас // Изв. ВГО. 1952. № 3. С. 14–22.
- Агаджанян А.К. Плейстоценовые млекопитающие Мамонтовой горы // Териофауна плейстоцена. М.: Изд-во МГУ, 1972. С. 70–144.
- Агапитов Д.И., Иванов В.В., Крайнов В.Г. Новые данные по геологии и перспективам нефтегазоносности Анадырской впадины // Тр. СВКНИИ ДВНЦ АН СССР. 1973. Вып. 49. С. 23–29.
- Адаменко О.М. Предальтайская впадина и проблемы формирования предгорных опусканий. Новосибирск: Наука, 1976. 184 с.
- Александрова А.Н. Положение нижней границы четвертичной системы на Сахалине // Твердая оболочка Земли: Стратиграфия и палеобиогеография кайнозоя Тихоокеан. кольца: Тез. докл. XIV ТНК. М., 1979. С. 5–7.
- Алексеев А.И. Амурская экспедиция 1849–1855 гг. М.: Мысль, 1974. 191 с.
- Алексеев В.П. Заселение Америки человеком и происхождение коренного населения Америки // Коренное население Северной Америки в современном мире. М.: Наука, 1990. С. 6–26.
- Алексеев М.Н. Антропоген Восточной Азии: Стратиграфия и корреляция. М.: Наука, 1978. 205 с.
- Алексеев М.Н. Проблемы стратиграфии и палеогеографии четвертичного периода Якутии // Геология кайнозоя Якутии: Ко II Конгр. Междунар. союза по изуч. четвертич. периода. Якутск, 1982. С. 7–13.
- Алексеев М.Н. Седиментация и стратиграфия плиоцен-четвертичных отложений в океанах и на шельфах // XI Конгресс ИНКВА: Итоги и перспективы. М.: Наука, 1985. С. 45–55.
- Алексеева Л.И. О куньинской фауне млекопитающих // Стратиграфия неогена Молдавии и Украины. Кишинев: Штиинца, 1969. С. 53–76.
- Алексеева Л.Н. Участие азиатских групп млекопитающих в развитии раннего этапа четвертичной фауны Европы // Тр. Зоол. ин-та АН СССР. 1977. Т. 73. С. 88–92.
- Алексеева Э.В. Находки ископаемого снежного барана в Кузбассе // Краеведение Кузбасса. 1970. Вып. 2. С. 270–279.
- Алексеева Э.В. Млекопитающие плейстоцена юго-востока Западной Сибири: (Хищные, хоботные, копытные). М.: Наука, 1980. 186 с.
- Али-Заде С.А. О причинах трансгрессий и регрессий четвертичных морей Каспийской обл. // Изв. АН АзССР. Сер. наук о Земле. 1981. № 5. С. 35–45.
- Ананьев Г.С. Особенности позднечетвертичного оледенения в горах Северо-Востока СССР // Развитие природы территории СССР в позднем плейстоцене и голоцене. М.: Наука, 1982. С. 83–86.
- Анбиндер Е.М. Значение Берингийской преграды в дифференциации ластоногих // Берингийская суша и ее значение для развития голарктических флор и фаун в кайнозое: Тез. докл. Всесоюз. симпози. Хабаровск, 1973. С. 122–124.
- Анбиндер Е.М. Картиология ластоногих (Mammalia, Pinnipedia) и их расселение и дивергенция // Берингия в кайнозое. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1976. С. 391–403.
- Андреев В.Н. Некоторые данные о деленнизации тундры // Растительность и почвы субарктической тундры. Новосибирск, 1980. С. 201–205.
- Андреева С.М. Северо-Сибирская низменность в каргинское время, палеогеография, радиоуглеродная хронология // Геохронология четвертичного периода. М.: Наука, 1980. С. 183–191.
- Антропоген Таймыра. М.: Наука, 1981. 184 с.
- Антропогенный период в Арктике и Субарктике. М., 1965. 165 с.
- Арган Э. Тектоника Азии. М.; Л.: ОНТИ, 1935.
- Арктическая флора СССР. Л.: Наука, 1975. Т. 7. 180 с.

- Арсланов Х.А. Метод определения абсолютного возраста – радиоуглеродный // Геологический словарь. М.: Недра, 1973. С. 447.
- Арсланов Х.А., Верещагин Н.К., Лядов В.В., Украинцева В.В. О хронологии каргинского межледниковья и реконструкции ландшафтов Сибири по исследованиям трупов мамонтов и их "спутников" // Геохронология четвертичного периода. М., 1980. С. 208–213.
- Арсланов Х.А., Лавров А.С., Никифорова Л.Д. и др. Средневалдайский интервал в бассейне Вычегоды: Геохронология, климат, генезис отложений // Вестн. ЛГУ. 1979. № 12. С. 72–77.
- Арсланов Х.А., Лавров А.С., Потапенко Л.М. Новые данные о позднеледниковом оледенении севера Западной Сибири // Оледенения и палеоклиматы Сибири в плейстоцене. Новосибирск: Наука, 1983. С. 27–35.
- Арсланов Х.А., Лядов В.В., Филонов Б.А., Чернов С.Б. Об абсолютном возрасте Юрибейского мамонта // Юрибейский мамонт. М.: Наука, 1982. С. 35–36.
- Артюшков Е.В. Геодинамика. М.: Наука, 1979. 280 с.
- Архангелов А.А., Карташова Г.Г., Коваленко Ф.Я. и др. Палеоген и неоген северного побережья Чукотки // Континентальные третичные толщи Северо-Востока Азии. Новосибирск: Наука, 1979. С. 40–52.
- Архипов С.А. Оледенения, эволюция климата и четвертичная климатостратиграфия Сибири // Тр. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР. 1981. № 517. С. 199–206.
- Архипов С.А. Корреляция четвертичных оледенений Сибири и Северо-Востока // Оледенения и палеоклиматы Сибири в плейстоцене. Новосибирск: Наука, 1983. С. 4–18.
- Архипов С.А., Волков И.А. Прикладные аспекты изучения четвертичных отложений в Сибири // Геологические события антропогенного времени на территории Сибири. Новосибирск: Наука, 1982. С. 70–74.
- Архипов С.А., Шелкоплас В.Н. Стратиграфия четвертичных отложений и оценки возраста оледенений в Сибири // Антропоген Евразии. М.: Наука, 1984. С. 123–128.
- Асеев А.А. Древние материковые оледенения Европы. М., 1974. 319 с.
- Асеев А.А., Маккавеев А.Н. Опыт реконструкции некоторых палеоклиматических показателей в области ледниковых щитов // Методы реконструкции палеоклиматов. М.: Наука, 1985. С. 113–119.
- Астахов В.И. Карский ледниковый центр и система стока Западной Сибири // История развития речных долин и проблемы мелиорации земель: Зап. Сибирь и Сред. Азия. Новосибирск, 1979. С. 77–82.
- Астахов В.И., Гросвальд М.Г. Новые данные о возрасте осадков Тургайской ложбины // Докл. АН СССР. 1978. Т. 242, № 4. С. 891–894.
- Астахов В.И., Файнер Ю.Б. Ледниковый рельеф и особенности плейстоценового оледенения на западе Средней Сибири // Геоморфология. 1979. № 3. С. 45–55.
- Афонина О.М., Макарова И.И. Парциальная флора окружения горячих ключей: Мхи и лишайники // Экосистемы термальных источников Чукотского полуострова. Л.: Наука, 1981. С. 78–93.
- Бабанов Ю.В. Особенности склонового морфогенеза в условиях перигляциального климата плейстоцена // Экзогенные процессы и эволюция рельефа. Казань, 1983. С. 58–64.
- Байгушиева В.С. Ископаемая териофауна Ливенцовского карьера (Северо-Восточное Приазовье) // Тр. Зоол. ин-та АН СССР. 1971. Т. 49. С. 5–29.
- Байгушиева В.С. К вопросу о происхождении лосей // Тез. докл. III съезда Всесоюз. териол. о-ва. М., 1982. Т. 1. С. 9–10.
- Баранова Ю.П. Развитие морфоструктур северо-востока Сибири в мезозое и кайнозое. Новосибирск: Наука, 1967. 83 с.
- Баранова Ю.П., Бискэ С.Ф. Северо-Восток СССР: История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука, 1964. 286 с.
- Баранова Ю.П., Бискэ С.Ф. Основные черты палеогеографии Берингии в дочетвертичном кайнозое // Берингия в кайнозое. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1976. С. 244–248.
- Баранова Ю.П., Бискэ С.Ф. Палеоклиматы палеогена и неогена Северо-Восточной Азии // Континентальные третичные толщи Северо-Востока Азии. Новосибирск: Наука, 1979а. С. 186–204.
- Баранова Ю.П., Бискэ С.Ф. Третичные климаты Северо-Восточной Азии // Континентальные окраины, островные дуги и структурные элементы дна Тихого океана: Тез. докл. XIV ТНХ. М., 1979б. С. 18–19.
- Баранова Ю.П., Бискэ С.Ф., Гончаров В.Ф. и др. Кайнозой Северо-Востока СССР. М.: Наука, 1968. 123 с.
- Баранова Ю.П., Бискэ С.Ф., Кулькова И.А. Основные этапы развития рельефа и растительности Северо-Востока СССР в палеогене и неогене // Северный Ледовитый океан и его побережье в кайнозое. Л., 1970. С. 457–466.
- Бархорн Э.С. Количественная оценка последовательных изменений кайнозойских флор Северной Америки как ключ к палеоклиматам // Проблемы палеоклиматологии. М., 1968. С. 34–42.
- Бардеева М.А., Исаева Л.Л., Андреева С.М. и др. Стратиграфия, геохронология и палеогеография позднего плейстоцена и голоцена севера Средне-Сибирского плоскогорья // Геохронология четвертичного периода. М., 1980. С. 198–207.
- Бардин В.И. Палеогляциологические аспекты изучения морских и континентальных кайнозойских осадков в Антарктиде // Антарктика. 1980. № 19. С. 80–88.
- Барышников Г.Ф., Гарутт В.Е., Громов И.М. и др. Каталог млекопитающих СССР: (Плиоцен–современность). Л.: Наука, 1981. 456 с.
- Баскович Р.А. Спорно-пыльцевые комплексы четвертичных отложений Северо-Востока СССР // Тр. Межвед. совещ. по разраб. унифицир. стратигр. схем Северо-Востока СССР. Магадан, 1959.

- Батюшкова И.В. Внутреннее строение Земли: (Эволюция представлений). М.: Наука, 1966.
- Батюшкова И.В. История проблемы происхождения материков и океанов. М.: Наука, 1975. 138 с.
- Беклемишев В.Н. Пространственная и функциональная структура популяций // Бюл. МОИП. Отд. биол. 1960. Т. 65, вып. 2. С. 41–50.
- Белая Б.В., Кистерова И.Б., Нархаинова В.Е., Терехова В.Е. История третичных флор Северо-Востока Азии по палинологическим исследованиям // Твердая оболочка Земли: Стратиграфия и палеобиогеография кайнозоя Тихоокеан. кольца: Тез. докл. XIV ТНХ. М., 1979. С. 21–23.
- Белова В.А. Динамика флоры, растительности и климата позднего кайнозоя юга Восточной Сибири // Оледенения и палеоклиматы Сибири в плейстоцене: Докл. совещ., посвящ. памяти выдающегося исследователя Сибири В.Н. Сакса. Новосибирск, 1983. С. 69–78.
- Белый В.Ф. Схема тектоники и вулканизма южной части Чаун-Чукотки. Львов, 1958.
- Белый В.Ф. Впадина озера Эльгыгытгын – метеоритный кратер или геологическая структура новейшего этапа развития Центральноты Чукотки // Тихоокеан. геология. 1982. № 5. С. 85–91.
- Белый В.Ф., Паракецов К.В. Отчет о работе Чаунской ГРП масштаба 1:500 000. 1956. Фонды ЧГРЭ. 36 с.
- Белый В.Ф., Сперанская И.М., Устиев Е.К. Охотско-Чукотский вулканогенный пояс // Геология СССР. М., 1970. Т. 30, кн. 1. С. 142–196.
- Беляев И.В. Основные геологические результаты геофизических работ // Там же. 1980. Т. 30, кн. 2. С. 236–247.
- Беляева Е.Н. Об остатках мастодонта из Улан-Тологоя // Тр. Палеонтол. ин-та АН СССР. 1952. Т. 41. С. 78–86.
- Беляева Е.Н. Некоторые итоги изучения третичных фаун наземных млекопитающих Советского Союза // Третичные млекопитающие. М.: Наука, 1964. С. 14–26.
- Беляева Е.Н., Трофимов Б.А., Решетов В.Ю. Основные этапы эволюции млекопитающих в позднем мезозое–палеогене Центральной Азии // Фауна и биостратиграфия мезозоя и кайнозоя Монголии. М.: Наука, 1974. С. 19–45.
- Берг Л.С. Климат и жизнь. М.; Л., 1947. 382 с.
- Берггрен У.А., Ван Кауверинг Дж.А., Голд Ф.Дж. и др. Катастрофы и история Земли. М.: Мир, 1986. 471 с.
- Бердовская Г.Н., Гей Н.А., Макеев В.М. Палеогеография Северо-Восточного Таймыра в четвертичное время (по геологическим и палинологическим данным) // Северный Ледовитый океан и его побережье в кайнозое. Л., 1970. С. 440–447.
- Берингийская суша и ее значение для развития голарктических флор и фаун в кайнозое: Тез. докл. Всесоюз. симпози. Хабаровск, 1973. 215 с. Берингия в кайнозое. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1976. 594 с.
- Берман Д.И., Игнатенко И.В., Пугачев А.А. Экология сухоторфянистых почв Крайнего Северо-Востока СССР // География: Экосистемы тихоокеанских островов: Тез. докл. XIV ТНХ. М., 1979. С. 138–139.
- Бернар Э.А. Законы физической палеоклиматологии и логическое значение палеоклиматических данных // Проблемы палеоклиматологии. М., 1968. С. 189–200.
- Беспалый В.Г., Давидович Т.Д. Страторайоны плейстоцена и голоцена Камчатки // Тр. СВКНИИ. 1974. Вып. 59. С. 26–82.
- Беспалый В.Г., Давидович Т.Д., Иванов В.Ф., Ложкин А.В. Природные условия эпохи последнего оледенения в районе Ленжинской губы // Развитие природы территории СССР в позднем плейстоцене и голоцене. М., 1982. С. 32–40.
- Беспалый В.Г., Иванов В.Ф. К вопросу о ледниково-морском осадконакоплении в северо-западной части Тихого океана // Геоморфология и палеогеография шельфа: Материалы 12-го пленума Геоморфол. комис. М., 1978. С. 218–221.
- Беспалый В.Г., Иванов В.Ф., Полозова Т.П. Первые данные о среднеледниковых морских межледниковых осадках Восточной Чукотки // Докл. АН СССР. 1979. Т. 249, № 4. С. 932–934.
- Беспалый В.Г., Максимов А.Е. Неотектоника и изостазия Северо-Востока СССР // Геоморфология. 1971. № 3. С. 47–51.
- Бёхер Т. Растительность // Гренландия / Ред. Г.А. Агранат. М., 1953.
- Бёхер Т.В. Фитогеография Гренландии: (Обзор и перспективы) // Арктическая флористическая область. Л.: Наука, 1978. С. 127–142.
- Бибииков Д.И. Горные сушки Средней Азии и Казахстана. М.: Наука, 1967. 197 с.
- Бибииков Д.И. Сурки. М.: Агропромиздат, 1989. 254 с.
- Бискэ С.Ф. Неотектоника Крайнего Северо-Востока СССР // Тектонические движения и новейшие структуры земной коры. М.: Недра, 1967. С. 405–410.
- Бискэ С.Ф. Палеоген и неоген Крайнего Северо-Востока СССР. Новосибирск: Наука, 1975. 264 с.
- Бискэ С.Ф. Четвертичные отложения Крайнего Северо-Востока СССР. Новосибирск: Наука, 1978. 107 с.
- Бискэ С.Ф., Баранова Ю.П. Основные особенности палеогеографии Берингии в дочетвертичном кайнозое // Берингийская суша и ее значение для развития голарктических флор и фаун в кайнозое: Тез. докл. Всесоюз. симпози. Хабаровск, 1973. С. 19–20.
- Бискэ С.Ф., Баранова Ю.П. Основные черты палеогеографии Берингии в дочетвертичном кайнозое // Берингия в кайнозое, Владивосток, 1976. С. 121–128.
- Бобринский Н.А., Зенкевич Л.А., Бириштейн Я.А. География животных. М.: Сов. наука, 1946. 454 с.
- Бобров Е.Г. История и систематика листенниц. Л., 1972. 24 с. (Комаров. чтения; Вып. 25).
- Богданович К.И. Очерки Чукотского полуострова. СПб., 1901. 238 с.

- Болховская Н.С., Болховский В.Ф. Ископаемые почвы в лёссовидных отложениях северо-востока Евразии // Докл. АН СССР. 1979. Т. 247, № 2. С. 409–412.
- Борден Ч.Е. Новые данные относительно передвижений популяций из Азии в Новый Свет в позднем плейстоцене и раннем голоцене // Берингийская суша и ее значение для развития голарктических флор и фаун в кайнозое: Тез. докл. Всесоюз. симпоз. Хабаровск, 1973. С. 199–203.
- Борисов Б.А., Минина Е.А., Раковец О.А. Особенности четвертичного оледенения гор Средней Азии и Южной Сибири // II конгр. ИНКВА: Тез. докл. М., 1982. Т. 3. С. 56–57.
- Борисак А.А. Происхождение континентов и океанов // Природа. 1992. № 12.
- Бочаров Г.В., Гусев Г.С., Есикова Л.В., Спектор В.Б. Карта современных вертикальных движений территории Якутской АССР // Геотектоника. 1982. № 3. С. 60–63.
- Боярская Т.Д. Деградация древесной растительности района Мамонтовой горы в связи с плейстоценовыми похолоданиями климата // Северный Ледовитый океан и его побережье в кайнозое. Л., 1970. С. 471–473.
- Боярская Т.Д. Некоторые черты развития растительности Чукотки в неоген–плейстоцене // Новейшие отложения и палеогеография плейстоцена Чукотки. М., 1980. С. 250–255.
- Боярская Т.Д., Каплина Т.Н. Новые данные о развитии растительности Северной Якутии в голоцене // Вестн. МГУ. Сер. 5, География 1979. № 5. С. 70–75.
- Боярская Т.Д., Киселев С.В. О некоторых особенностях истории голоценовых биогеоценозов Северо-Восточной Азии // Антропогенные факторы в истории развития современных экосистем. М., 1980. С. 195–202.
- Брайцева О.А., Мелекесцев И.В. Четвертичные оледенения // Камчатка, Курильские и Командорские острова. М.: Наука, 1974. С. 402–425.
- Брайцева О.А., Мелекесцев И.В., Евтеева И.С., Лупкина Е.Г. Стратиграфия четвертичных отложений и оледенения Камчатки. М.: Наука, 1968. 212 с.
- Браун Д. Методы исследования и учета растительности. М.; Л.: Изд-во иностр. лит., 1957. 316 с.
- Брукс К. Климаты прошлого. М.: Изд-во иностр. лит., 1952. 320 с.
- Брызгалова М.М. Палеогеография плейстоцена севера Западной Сибири // Стратиграфия и палеогеография позднего кайнозоя Арктики. Л., 1982. С. 52–57.
- Будан Л.Ю. Некоторые проблемы изучения флоры Арктики эпохи раннего кайнофита // Северный Ледовитый океан и его побережье в кайнозое. Л., 1970. С. 76–86.
- Будыко М.И. Климат и жизнь. Л.: Гидрометеиздат, 1971. 246 с.
- Будыко М.И. Изменения климата. Л.: Гидрометеиздат, 1974. 280 с.
- Будыко М.И. Глобальная экология. М.: Мысль, 1977. 327 с.
- Будыко М.И. Климат в прошлом и будущем. Л.: Гидрометеиздат, 1980. 350 с.
- Будыко М.И. Эволюция биосферы. Л.: Гидрометеиздат, 1984. 488 с.
- Букс И.И. Проблема Берингии и берингийская фратрия формаций бореального типа растительности // Берингийская суша и ее значение для развития голарктических флор и фаун в кайнозое: Тез. докл. Всесоюз. симпоз. Хабаровск, 1973. С. 183.
- Букс И.И. Проблема Берингии и Берингийская фратрия формаций бореального типа растительности // Берингия в кайнозое. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1976. С. 182–187.
- Бурашников Т.А., Муратова М.В., Суетова Н.А. Климатическая модель территории Советского Союза во время голоценового оптимума // Развитие природы территории СССР в позднем плейстоцене и голоцене. М., 1982. С. 245–251.
- Буттель-Реепен Г.Ф. История развития человечества. М., 1913. 280 с.
- Буха В. Причины оледенений и быстрых изменений климата и погоды // Тр. Ин-та геологии и геофизики. СО АН СССР. 1981. № 494. С. 14–24.
- Буха В., Кочи А., Шибрава В. Палеомагнитная корреляция ледниковых и внеледниковых областей // Там же. 1981. № 494. С. 139–144.
- Бухер У.Г. Третью противостояние // Проблемы палеоклиматологии. М.: Мир, 1968. С. 9–14.
- Былинская М.Е., Петров О.М., Хорева И.М. Палеобиогеография антропогена Берингова моря // II Конгр. ИНКВА (Междунар. союз по изуч. четвертич. периода): Тез. докл. М., 1982. Т. 1. С. 17–48.
- Былинский Е.Н. История развития и причина образования долинных озер на севере Русской равнины в поздневалдайское время // История озер СССР в позднем кайнозое: Материалы к V Всесоюз. симпоз. Иркутск, 1979. Ч. 1. С. 24–28.
- Былинский Е.Н. Причины морских плейстоценовых трансгрессий Севера Евразии // Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода. 1980. № 50. С. 35–56.
- Былинский Е.Н. Количественная оценка взаимодействия гляциальных изостазии и эвстазии // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1983. № 1. С. 19–21.
- Быханов Е.В. Астрономические предрасудки и материалы для составления новой теории образования планетарной системы. Ливны, 1877.
- Бычков Ю.М., Васильковский А.П., Никлаев А.А. и др. История геологического развития // Геология СССР. М., 1970. Т. 30, кн. 1. С. 459–495.
- Вальтер А.А., Гуров Е.П., Гурова Е.П. и др. Плавление под действием ударного сжатия // Геология и петрология взрывных метеоритных кратеров. Киев: Наук. думка, 1982. С. 89–115.
- Вангенгейм Э.А. Палеонтологическое обоснование стратиграфии антропогенных отложений севера Восточной Сибири // Тр. Геол. ин-та АН СССР. 1961. Вып. 48. С. 3–182.

- Вангенгейм Э.А. Палеонтологическое обоснование стратиграфии антропогена Северной Азии (по млекопитающим). М.: Наука, 1977. 172 с.
- Вангенгейм Э.А., Алексеева Л.И., Вислобокова И.А. и др. Фауна млекопитающих позднего плиоцена и эоплейстоцена Южного Таджикистана // Тез. докл. Междунар. симпози. по пробл. "Граница неогена и четвертичной системы" (3–13 окт. 1977 г., г. Душанбе). М., 1977.
- Вангенгейм, Зажигин В.С. Фауна млекопитающих эоплейстоцена Сибири и их сопоставление с восточно-европейскими // Основные проблемы геологии антропогена Евразии. М., 1969.
- Вангенгейм Э.А., Флёров К.К. Широколобый лось (*Alces latifrons*) в Сибири // Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода. 1965. № 30. С. 166–171.
- Васильев Б.И. Предварительные данные о результатах драгирования на подводной возвышенности Обручева (Тихий океан) // Тихоокеан. геология. 1982. № 5. С. 96–99.
- Васильев В.Н. Флора и палеогеография Командорских островов. М.; Л., 1957. 128 с.
- Васильев В.Н. Происхождение флоры и растительности Дальнего Востока и Восточной Сибири // Материалы по истории флоры и растительности СССР. М.; Л., 1958. Вып. 3. С. 84–101.
- Васильев Ю.М. О положении границ плейстоценовых ледниковых покровов в долине Волги. Киев, 1980. (Препр./Ин-т геол. наук АН УССР; № 13).
- Васильев Ю.М. Аридные и пелювиальные климаты в плейстоцене и их отношение к оледенениям и межледниковьям // Проблемы геологии и истории четвертичного периода (антропогена). М., 1982а. С. 204–213.
- Васильев Ю.М. Климатическая и природная зональность: (Осадконакопление, ландшафт, морфогенез) // Там же. 1982б. С. 172–180.
- Васильевский Р.С. О роли Берингии в заселении Алеутских островов // Берингийская суша и ее значение для развития голарктических флор и фаун в кайнозое: Тез. докл. Всесоюз. симпози. Хабаровск, 1973. С. 135–137.
- Васильевский Р.С. О роли Берингии в заселении Алеутских островов // Берингия в кайнозое. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1976. С. 509–516.
- Васильковский Н.П. К проблеме островных дуг // Материалы к I Всесоюз. конф. по геологии и металлогении тихоокеан. руд. пояса. Владивосток, 1960. Вып. 1. С. 92–94.
- Васильчук Ю.К. Изотопно-кислородный состав подземных льдов. М., 1992. Т. 1. 420 с.; Т. 2. 264 с.
- Васьковский А.П. Современное оледенение Северо-Востока СССР // Материалы по геологии Северо-Востока СССР. Магадан: Кн. изд-во, 1955а. Вып. 9. С. 72–91.
- Васьковский А.П. Некоторые данные о плейстоценовой флоре Крайнего Северо-Востока СССР // Там же. 1955б. Вып. 9.
- Васьковский А.П. Раннечетвертичный бобр на Колыме // Бюл. "Колыма". 1959.
- Васьковский А.П. Новые данные ископаемых экзотических хвойных на восточном берегу Пенжинской губы и некоторые геологические выводы, связанные с ними // Материалы по геологии и полез. ископаемым Северо-Востока СССР. 1960. № 14. С. 97–105.
- Васьковский А.П. Среднечетвертичный лось на Камчатке // Краевед. зап. Магадан: Кн. изд-во, 1966а. Вып. 6. С. 153–154.
- Васьковский А.П. Среднечетвертичный лось на Камчатке // Колыма. 1966а. № 1.
- Васьковский А.П. Геоморфология // Геология СССР. М.: Недра, 1970. Т. 30, кн. 2. С. 212–244.
- Васьковский А.П., Терехова В.Е. Антропогенная (четвертичная) система // Там же. 1970. Т. 30, кн. 1. С. 501–503.
- Вахрамеев В.А., Громов В.В., Лебедев Е.Л., Филатова Н.И. Стратиграфия меловых отложений Охотско-Чукотского вулканогенного пояса и ее палеоботаническое обоснование // Твердая оболочка Земли: Стратиграфия и палеобиогеография докембрия и фанерозоя Тихоокеан. кольца: Тез. докл. XIV ТНХ. М., 1979. С. 12–13.
- Вдовин В.В. Основные этапы развития рельефа: История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука, 1976. 270 с.
- Вегенер А. Возникновение материков и океанов. М.; Л.: Госиздат, 1925.
- Вейнбергс И.Г. Затопленные речные долины на шельфе и связь их образования с колебаниями уровня Мирового океана // Геоморфология и палеогеография шельфа. М.: Наука, 1978. С. 37–42.
- Вейнбергс И.Г., Розенблатс М.А. Позднечетвертичные колебания уровня моря в районе Чаунской губы Восточно-Сибирского моря и в некоторых других морях // Изменения уровней моря. М.: Наука, 1982. С. 168–174.
- Велижанин А.Г. Пути становления фауны Курильских островов // Бюл. МОИП. Отд. биол. 1970. Т. 5, Вып. 4.
- Велижанин А.Г. Время изоляции материковых островов северной части Тихого океана // Докл. АН СССР. 1976. Т. 231. С. 205–207.
- Велижанин А.Г. Уточнение места и времени последней берингийской связи // Биологические проблемы Севера: Материалы X Всесоюз. симпози. Магадан, 1983. С. 50–51.
- Велицкий М.А. Образование клиновидных деформаций в осадках аласного комплекса // Проблемы криолитологии. М., 1979. № 8. С. 172–182.
- Велицкий Ф.Ю. История плейстоценовой флоры средней полосы Восточно-Европейской равнины // Советская палеокарпология: Итоги и перспективы. М., 1979. С. 76–121.
- Величко А.А. Природный процесс в плейстоцене. М.: Наука, 1973. 254 с.

- Величко А.А. Значение исследования лёссовых областей для палеогеографии ледниковых эпох // Краевые образования материковых оледенений: Материалы V Всесоюз. совещ. Киев, 1978а. С. 21–29.
- Величко А.А. Развитие шельфа Южно-Китайского моря в четвертичное время // Морфолитогенез и позднечетвертичная история прибрежно-шельфовых зон. М., 1978б. С. 193–197.
- Величко А.А. Вопросы палеогеографии и хронологии раннего и среднего плейстоцена // Возраст и распространение максимального оледенения Восточной Европы. М.: Наука, 1980. С. 189–208.
- Величко А.А., Орешкин Д.В. Современные идеи в палеогеографии: (По итогам XI конгр. ИНКВА в Москве) // XI конгр. ИНКВА: Итоги и перспективы. М.: Наука, 1985. С. 13–22.
- Величко А.А., Фаустова М.А. Проблемы обоснования максимальной границы позднелейстоценового оледенения на севере Евразии // Развитие природы территории СССР в позднем плейстоцене и голоцене. М., 1982. С. 7–16.
- Верицкий М.Я. Влияние Антарктического и Гренландского ледниковых щитов на уровень Мирового океана: (Численный эксперимент) // Колебания уровня морей и океанов за 15 000 лет. М., 1982. С. 120–124.
- Верицкий М.Я., Квасов Д.Д. Причины оледенения Антарктиды // Антарктика. 1980. № 19. С. 23–38.
- Верещагин Н.К. Лось *Alces* sp. как недавно вымершее на Кавказе животное // Докл. АН АЗССР. 1948. Вып. 4, № 3. С. 124–126.
- Верещагин Н.К. К истории и систематическому положению лося (*Mammalia, Ungulata*) на Кавказе // Докл. АН СССР. 1949. Т. 66, № 3. С. 491–493.
- Верещагин Н.К. Хищные (*Carnivora*) из бинагадинского асфальта // Тр. Естеств.-ист. музея АЗССР. 1951. Т. 4. С. 28–126.
- Верещагин Н.К. Кавказский лось (*Alces alces caucasicus* N. Ver., subsp. nova.) и материалы к истории лосей на Кавказе // Зоол. журн. 1955. Т. 2, № 34. С. 460–463.
- Верещагин Н.К. Остатки млекопитающих из нижнечетвертичных отложений Таманского полуострова // Тр. Зоол. ин-та АН СССР. 1957. Т. 22. С. 9–74.
- Верещагин Н.К. Млекопитающие Кавказа. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1959а. 703 с.
- Верещагин Н.К. Остатки млекопитающих эпохи мамонта полуострова Таймыр // Бюл. МОИП. Сер. биол. 1959б. Т. 64, вып. 5. С. 5–16.
- Верещагин Н.К. Овцебык на севере Сибири // Природа. 1959в. № 8. С. 105–106.
- Верещагин Н.К. О типологии захоронений остатков наземных позвоночных в четвертичных отложениях // Материалы Всесоюз. совещ. по изуч. четвертич. периода. М.: Изд-во АН СССР, 1961. Т. 1. С. 374–387.
- Верещагин Н.К. Итоги и перспективы изучения истории антропогенных фаун // Зоол. журн. 1967а. Т. 46, № 9. С. 1298–1310.
- Верещагин Н.К. Геологическая история лося и его освоение первобытным человеком // Биология и промысел лося. М.: Россельхозиздат, 1967б. Сб. 3. С. 3–37.
- Верещагин Н.К. Происхождение и эволюция белого медведя // Белый медведь и его охрана в Советской Арктике. Л.: Гидрометеиздат, 1969. С. 25–53.
- Верещагин Н.К. Сравнительная краниологическая характеристика ископаемых и живущих медведей // Экология, морфология, охрана и использование медведей. М.: Наука, 1972а. С. 13–15.
- Верещагин Н.К. О происхождении мамонтовых кладбищ // Природная обстановка и фауны прошлого. Киев: Наук. думка, 1972б. Вып. 6. С. 131–148.
- Верещагин Н.К. Краниологическая характеристика современных и ископаемых медведей // Зоол. журн. 1973. Т. 52, № 6. С. 920–930.
- Верещагин Н.К. Некоторые проблемы истории формирования териофауны // Фауна и флора антропогена северо-востока Сибири. Л.: Наука, 1977. С. 6–17.
- Верещагин Н.К. Почему вымерли мамонты. Л.: Наука, 1979. 196 с.
- Верещагин Н.К. Происхождение и история волка // Волк. М.: Наука, 1985. С. 11–50.
- Верещагин Н.К. Палеогеография и палеоэкология зверей мамонтовой фауны в четвертичном периоде // Общая и региональная териогеография. М.: Наука, 1988. С. 19–32.
- Верещагин Н.К., Барышников Г.Ф. Палеозоологическое картирование и ареалы млекопитающих в СССР // II съезд Всесоюз. териол. о-ва: Пленар. докл. М., 1979. С. 14–23.
- Верещагин Н.К., Барышников Г.Ф. Палеоэкология поздней мамонтовой фауны в арктической зоне Евразии // Бюл. МОИП. Отд. биол. 1980 а. Т. 85, вып. 2. С. 5–19.
- Верещагин Н.К., Барышников Г.Ф. Ареалы копытных фауны СССР в антропогене // Млекопитающие Восточной Европы в антропогене. Л., 1980б. С. 3–15.
- Верещагин Н.К., Громов И.М. Формирование териофауны СССР в четвертичном периоде // Успехи современной териологии. М.: Наука, 1977. С. 32–45.
- Верещагин Н.К., Мочанов Ю.А. Самые северные в мире следы верхнего палеолита // Сов. археология. 1972. № 3. С. 332–336.
- Верещагин Н.К., Оводов Н.Д. История фауны Приморья // Природа. 1968. № 9. С. 42–49.
- Вернадский В.И. Биосфера. Л., 1925. 146 с.
- Верховская Н.Б. Развитие растительности и оледенения плейстоцена Чукотки // Палеоботаника и фито-стратиграфия Востока СССР. Владивосток, 1983. С. 97–103.
- Верховская Н.Б. Плейстоцен Чукотки. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1986а. 112 с.
- Верховская Н.Б. Условия обитания мамонтовой фауны на северо-востоке Сибири (по палеонтологическим

- данным // Биогеография Берингского сектора Субарктики. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1986б. С. 194–203.
- Верховская Н.Б., Кундышев А.С. Четвертичные отложения западного побережья Берингова пролива. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1987. 116 с.
- Вест Ф.Х. Археологический комплекс Тангл-Лейкс, Центральная Аляска и его связи со Старым Светом // Берингская суша и ее значение для развития голарктических флор и фаун в кайнозое: Тез. докл. Всесоюз. симпозиум. Хабаровск, 1973. С. 205–207.
- Вест Ф.Х. Археологический комплекс Тангл-Лейкс (Центральная Аляска) и его связь со Старым Светом // Берингия в кайнозое. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1976. С. 439–458.
- Виганк Ф. Палеомагнитные данные и корреляция четвертичных отложений // Тр. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР. 1981. № 494. С. 150–156.
- Викторовский Р.М., Глубоковский М.К., Ермоленко Л.Н. и др. Гольцы рода *Salvelinus* из озера Эльгыгытты (Центральная Чукотка) // Рыбы в экосистемах лососевых рек Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1981. С. 67–68.
- Виньковецкий Я.А., Вигдорчик М.Е. Динамика природных явлений плейстоцена с позиций системно-эволюционного анализа // Хронология плейстоцена и климатическая стратиграфия. Л., 1973. С. 78–97.
- Власов Г.М. Камчатско-Корякский район // Геологическое строение северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. М.: Недра, 1966. С. 234–235.
- Власов Г.М., Чемяков Ю.Ф. Четвертичные оледенения Камчатки // Вопросы географии Дальнего Востока. Хабаровск: Кн. изд-во, 1949.
- Власов Г.М., Чемяков Ю.Ф. Основные этапы формирования рельефа полуострова Камчатки и его геоморфологическое районирование // Изв. ВГО. 1950. Т. 82. вып. 3.
- Возовик Ю.И. Шельф Арктики в позднем плейстоцене и некоторые вопросы палеогляциологии // Колебания уровня морей и океанов за 15 000 лет. М., 1982а. С. 185–190.
- Возовик Ю.И. Палеогляциологические и палеоклиматические аспекты развития последнего ледникового покрова // Проблемы геоморфологии, литологии и литодинамики шельфа. М.: Наука, 1982б. С. 143–147.
- Возовик Ю.И., Дунаев Н.Н., Новгородов К.Г. и др. История формирования Чаплинской подводной долины и некоторые вопросы палеогеографии Берингоморского шельфа // XIV Тихоокеан. науч. конгр., Хабаровск, 1979: Ком. С. Ком. Д: Тез. докл. М., 1979. С. 197–198.
- Волков И.А. Цикличность формирования четвертичных субэкранных осадков умеренного пояса и колебания климата // Тр. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР. 1980. № 457. С. 25–337.
- Волков И.А. Палеогеографические условия формирования речных, озерных и субэкранных отложений // Геологические события антропогенного времени на территории Сибири. Новосибирск, 1982. С. 64–67.
- Волков И.А., Волкова В.С. Процессы денудации и осадконакопления на Западно-Сибирской равнине в четвертичном периоде // Краевые образования материковых оледенений: Материалы V Всесоюз. совещ. Киев, 1976. С. 199–206.
- Волков И.А., Волкова В.С. Осадки трансгрессивных фаз плейстоценового Мансийского озера и великая система стока ледниковых вод Сибири // Тр. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР. 1981. № 494. С. 85–91.
- Волков И.А., Зыкина В.С. Стратиграфия четвертичных субэкранных отложений Западной Сибири // Геологические события антропогенного времени на территории Сибири. Новосибирск, 1982. С. 14–18.
- Волкова В.С. Климат Западной Сибири в позднелидовом и четвертичное время // Тр. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР. 1979. № 396. С. 68–73.
- Волкова В.С. Колебание климатов и ландшафты Западной Сибири в четвертичном периоде по палинологическим и геологическим данным // Там же. 1980. № 494. С. 92–97.
- Волкова В.С. Развитие флоры и растительности в позднем плейстоцене и плейстоцене // Геологические события антропогенного времени на территории Сибири. Новосибирск, 1982. С. 45–56.
- Волкова В.С., Баранова Ю.П., Зыпин В.С. Климатические колебания в плейстоцене и раннем плейстоцене в Северной и Северо-Восточной Азии // Твердая оболочка Земли: Стратиграфия и палеобиогеография кайнозоя Тихоокеан. кольца: Тез. докл. XIV ТНХ. М., 1979.
- Волкова В.С., Вотин М.Р. Палеоклиматы в позднем плейстоцене и четвертичном периоде (по палинологическим данным) // Геологические события антропогенного времени на территории Сибири. Новосибирск, 1982. С. 58–60.
- Волокитина Л.П. Влияние покровного оледенения материка Антарктиды на подводное рельефообразование // Комплексные исследования Мирового океана: Тез. докл. Всесоюз. конф. молодых ученых-океанологов. М., 1979. Т. 1: Актуальные проблемы океанологов. С. 61.
- Воронов Г.А. Акклиматизация млекопитающих на Сахалине и Курильских островах: Итоги и перспективы. М.: Наука, 1982. 133 с.
- Воронцов Н.Н., Ляпунова Е.А. Строение хромосом *Citellus undulatus* и история становления ареалов *C. undulatus* и *C. parvi* // Докл. АН СССР. 1969. Т. 187, № 1. С. 207–210.
- Воронцов Н.Н., Ляпунова Е.А. Хромосомные числа и видообразование у наземных белчиц (*Sciuridae: Xerinae et Marmotinae*) Голарктики // Бюл. МОИП. Отд. биол. 1970. Т. 75, вып. 3. С. 112–125.
- Воронцов Н.Н., Ляпунова Е.А. Генетика и проблемы трансберингийских связей голарктических млекопитающих // Берингская суша и ее значение для развития голарктических флор и фаун в кайнозое: Тез. докл. Всесоюз. симпозиум. Хабаровск, 1973. С. 151–154.

- Воронцов Н.Н., Ляпунова Е.А. Геиетика и проблемы трансберингийских связей голарктических млекопитающих // Берингия в кайнозое. Владивосток, 1976. С. 337–353.
- Воронцов Н.Н., Фрисман Л.В., Надлер Ч.Ф. и др. Белковый полиморфизм и клинальная изменчивость частот трансферринов в амфиберингийских популяциях арктического суслика // II съезд Всесоюз. териол. о-ва: Тез. докл. М.: Наука, 1978. С. 19–20.
- Воронцов Н.Н., Хоффман Р.С., Ляпунова Е.А. и др. Геногеография трансферринов и хромосомные наборы у амфиберингийских сусликов группы *undulatus-columbianus-parrvi* // Современные проблемы и методы систематики животных. М.: Изд-во МГУ, 1972. С. 15–18.
- Воскресенский С.С. Причины и время разрушения "моста" между Азией и Америкой // Берингийская суша и ее значение для развития голарктических флор и фаун в кайнозое: Тез. докл. Всесоюз. симпози. Хабаровск, 1973. С. 67–68.
- Воицко М.Е., Кожевников Ю.П. Отражение современной растительности поверхностными спорово-пыльцевыми спектрами в среднем течении р. Березовки (бассейн р. Колымы) // Ботан. журн. 1982. Т. 67, № 7. С. 1100–1111.
- Вторин Б.И., Болиховская Н.С., Болиховский В.Ф., Гасанов Ш.Ш. Воронцовский разрез едомных отложений в низовьях р. Индигирки // Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода. 1984. № 53. С. 12–21.
- Вульф Е.В. Введение в историческую географию растений. Л., 1932. 405 с.
- Вульф Е.В. Понятие о реликте в ботанической географии // Материалы по истории флоры и растительности СССР. М.; Л., 1941. Вып. 1. С. 42–58.
- Высоцкий Б.П. Проблема актуализма и униформизма и система методов в геологии // Вопр. философии. 1961. № 3.
- Габуния Л.К. Палеогеографические связи млекопитающих Азии и Северной Америки // Берингийская суша и ее значение для развития голарктических флор и фаун в кайнозое: Тез. докл. Всесоюз. симпози. Хабаровск, 1973. С. 22–23.
- Габуния Л.К., Трофимов Б.А. Связи третичных фаун млекопитающих Европы и Азии // Третичные млекопитающие. М.: Наука, 1964. С. 7–13.
- Галанин А.В., Беликович А.В. Берингия: единство или борьба противоположностей? // Вестн. Дальневост. отд-ния АН СССР. 1990. № 5. С. 100–113.
- Галкина Л.И. Формирование фауны антропогенных грызунов (Rodentia) юго-востока Западной Сибири // Фауна и систематика Сибири. Новосибирск, 1977. С. 141–151.
- Галкина Л.И., Форонова И.В. Антропогенная териофауна Бачатского карьера Кузнецкой котловины // Фауна и экология Сибири. Новосибирск, 1980. С. 176–188.
- Гальцев-Безюк С.Д. О соединении острова Сахалин с материком и островом Хоккайдо в четвертичное время // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1964. № 1. С. 56–61.
- Гальцев-Безюк С.Д. Движение береговой линии Сахалина в антропогене // Проблемы изучения четвертичного периода. Хабаровск, 1968.
- Гальцев-Безюк С.Д. К вопросу о движениях береговой линии Охотского и Японского морей в антропогене // Проблемы изучения четвертичного периода. М.: Наука, 1972.
- Гамбарян П.П. Бег млекопитающих: Приспособительные особенности органов движения. Л.: Наука, 1972. 334 с.
- Ганешин Г.С. Корреляция четвертичных отложений северо-западных районов Тихоокеанского кольца // Твердая оболочка Земли: Стратиграфия и палеобиогеография кайнозоя Тихоокеан. кольца: Тез. докл. XIV ТНК. М., 1979. С. 38–39.
- Ганешин Г.С., Зубаков В.А., Чемяков Ю.Ф. Четвертичные отложения как объект стратиграфии // II конгр. ИНКВА: Тез. докл. М., 1982. Т. 3. С. 89–90.
- Ганешин Г.С., Смирнов А.М. К стратиграфии четвертичных отложений Приморского края и прилегающих территорий // Геология и геофизика. 1960. № 5. С. 28–39.
- Ганешин Г.С., Чемяков Ю.Ф. Стратиграфия четвертичных отложений и палеогеография четвертичного периода Северо-Востока СССР // Хронология и климаты четвертичного периода. М.: Изд-во АН СССР, 1960.
- Гарутт В.Е. Фауна неолитической стоянки Куллатъе // Ленские древности. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1950. Вып. 3. С. 178–185.
- Гарутт В.Е. Ископаемые слоны Сибири // Антропогенный период в Арктике и Субарктике / Тр. НИИ геологии Арктики. 1965. Т. 143. С. 106–130.
- Гарутт В.Е. Зубная система слонов в онтогенезе и филогенезе // Мамонтная фауна и среда ее обитания в антропогене СССР / Тр. Зоол. ин-та АН СССР. 1977. Т. 73. С. 3–39.
- Гарутт В.Е., Метельцева Е.П., Тихомиров Б.А. Новые данные о пище шерстистого носорога в Сибири // Северный Ледовитый океан и его побережье в кайнозое. Л., 1970. С. 113–125.
- Гарутт В.Е., Юрвев К.Б. Мумифицированные остатки дикой лошади из вечной мерзлоты бассейна р. Индигирки // Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода. 1966. Т. 31. С. 86–92.
- Гасанов Ш.Ш. Криогенное строение и история формирования рыхлых отложений Восточной Чукотки: Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. М., 1967. 21 с.
- Гасанов Ш.Ш. Строение и история формирования мерзлых пород Восточной Чукотки. М.: Наука, 1969. 164 с.
- Гасанов Ш.Ш. Палеогеографические условия на Восточной Чукотке во время бореальной трансгрессии // Северный Ледовитый океан и его побережье в кайнозое. Л.: Гидрометеонздат, 1970. С. 552–556.

- Гасанов Ш.Ш. Синтез криолитического знания. М.: Наука, 1984. 88 с.
- Гатри Р.Д. Исторические тенденции в изменении размеров тела берингийских млекопитающих и их географическое, экологическое и эволюционное значение // Берингийская суша и ее значение для развития голарктических флор и фаун в кайнозое: Тез. докл. Всесоюз. симпоз. Хабаровск, 1973. С. 150–151.
- Гатри Р.Д. Влияние окружающей среды на размеры тела, "социальные" органы, параметры популяций и вымирание млекопитающих Берингии // Берингия в кайнозое. Владивосток, 1976. С. 296–322.
- Геденов А.Д. Изменения температуры воздуха в Северном полушарии за 90 лет. Л.: Гидрометеонздат, 1973. 97 с.
- Генералов П.П., Кузин И.Л. К проблеме оледенения севера Западной Сибири // Тр. Зап.-Сиб. н.-и. геол.-развед. нефт. ин-та. 1979. № 146. С. 10–26.
- Генералов П.П., Кузин И.Л., Зайонц И.Л., Крапивнер Р.Б. Основные черты палеогеографии Печорской низменности и бассейна Нижней Оби в новейшее время // Северный Ледовитый океан и его побережье в кайнозое. Л., 1970. С. 374–387.
- Геология СССР. М., 1970. Т. 30, кн. 1. 548 с.; Кн. 2. 536 с.
- Гептнер В.Г. Общая география. М.: Биомедгиз, 1936. 348 с.
- Гептнер В.Г., Насимович А.А., Банников А.Г. Млекопитающие Советского Союза: Парнокопытные и непарнокопытные. М.: Высш. шк., 1961. Т. 1. 776 с.
- Гептнер В.Г., Наумов Н.П., Юргенсон П.Б. и др. Млекопитающие Советского Союза: Морские коровы и хищные. М.: Высш. шк., 1967. Т. 2, ч. 1. 1004 с.; Ч. 2. 551 с.
- Гептнер В.Г., Сладкий А.А. Млекопитающие Советского Союза: Хищные (гиены и кошки). М.: Высш. шк., 1972. Т. 2, ч. 2. 550 с.
- Гептнер В.Г., Далкин В.И. Олени СССР. М.: МОИП, 1947. 176 с. (Сер. зоол.; Вып. 10).
- Герасимов И.П., Зимица Р.П. История рода сурков (Marmota) и роль перигляциальных условий ледникового периода в его формировании и распространении / Сурки: Биоценотическое и практическое значение. М.: Наука, 1980. С. 5–24.
- Герасимов И.П., Марков К.К. Ледниковый период на территории СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1939. 462 с. (Тр. Ин-та географии АН СССР; Вып. 33).
- Гилева Э.А. Географическая изменчивость хромосом у грызунов в связи с особенностями их микроэволюции // Грызуны: Материалы V Всесоюз. совещ. М.: Наука, 1980. С. 8–9.
- Гитерман Р.Е. Палинологическая характеристика нижнеплейстоценовых отложений в нижнем течении р. Колымы // Палинология плейстоцена. М., 1973а. С. 8–14.
- Гитерман Р.Е. Растительность холодных эпох плейстоцена Колымской низменности в связи с проблемой ландшафтов полярной Берингии // Берингийская суша и ее значение для развития голарктических флор и фаун в кайнозое: Тез. докл. Всесоюз. симпоз. Хабаровск, 1973б. С. 70–72.
- Гитерман Р.Е. История растительности восточной части Советской Арктики в плиоцене и плейстоцене // Стратиграфия и палеобиогеография антропогена. М., 1982. С. 91–100.
- Гитерман Р.Е. История растительности Северо-Востока СССР в плиоцене и плейстоцене. М.: Наука, 1985. 91 с.
- Гитерман Р.Е., Голубева Л.В., Заклинская Е.Д. и др. Основные этапы развития растительности Северной Азии в антропогене. М.: Наука, 1968. 215 с.
- Гитерман Р.Е., Карташова Г.Г. О растительности плиоцена Крайнего Северо-Востока СССР // Твердая оболочка Земли: Стратиграфия и палеобиогеография кайнозоя Тихоокеан. кольца: Тез. докл. XIV ТНК. М., 1979. С. 40–42.
- Гладенков Ю.Б. Некоторые аспекты позднекайнозойской истории Берингова пролива в свете стратиграфических данных по Исландии // Берингийская суша и ее значение для развития голарктических флор и фаун в кайнозое: Тез. докл. Всесоюз. симпоз. Хабаровск, 1973. С. 37–39.
- Гладенков Ю.Б. Некоторые аспекты позднекайнозойской истории Берингова пролива в свете стратиграфических данных по Исландии // Берингия в кайнозое. Владивосток, 1976. С. 33–39.
- Глушкова О.Ю. Оледенение территории Северо-Востока СССР в конце позднего плейстоцена // Развитие природы территории СССР в позднем плейстоцене и голоцене. М.: Наука, 1982а. С. 76–82.
- Глушкова О.Ю. О среднечетвертичном возрасте ледниковых отложений в бассейне р. Ваеги (Корякское нагорье) // Четвертичные отложения Востока СССР. Препринт. Магадан, 1982б. Вып. 1. С. 39–40.
- Глушкова О.Ю. Позднеплейстоценовые оледенения Северо-Востока СССР: Автореф. ... дис. канд. геогр. наук. Новосибирск, 1986. 16 с.
- Глушкова О.Ю. Опыт использования космических снимков в геоморфологических и палеогеографических исследованиях районов позднеплейстоценовых оледенений на Северо-Востоке СССР // Формирование рельефа, коррелятных отложений и россыпей Северо-Востока СССР. Магадан: СВКНИИ ДВО, 1989. С. 89–101.
- Глушкова О.Ю., Смирнов В.Н. Морфоструктуры северной части Анадырско-Корякского складчатой системы // Структурный анализ дислокаций. Хабаровск: ИГиГ ДВНЦ АН СССР, 1974. С. 305–315.
- Глушкова О.Ю., Смирнов В.Н. К истории развития рельефа Северной Чукотки // Формирование рельефа, коррелятных отложений и россыпей Северо-Востока СССР. Магадан: СВКНИИ ДВО СССР, 1989. С. 73–88.
- Гнибиденко Г.С. Тектоника Берингова моря // Геологическая история Берингова моря. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1981. С. 5–25.

- Говоруха Л.С., Макеев А.М., Малаховский Д.Б. Современное и древнее оледенение Северной Земли // Современное и древнее оледенение равнинных и горных районов СССР. Л., 1978. С. 78–86.
- Година А.Я. Историческое развитие жирафа. М.: Наука, 1979. 115 с. (Тр. Палеонтол. ин-та АН СССР; Т. 177).
- Голиков А.Н. Брюхоногие моллюски. Л., 1963. 217 с. (Тр. Зоол. ин-та АН СССР; Т. 85, вып. 5).
- Голубева Л.В., Караулова Л.П. Растительность и климатостратиграфия плейстоцена и голоцена юга Дальнего Востока СССР. М.: Наука, 1983. 144 с.
- Горбацкий Г.В. Северная полярная область. Л.: Изд-во ЛГУ, 1964. 142 с.
- Горецкий Г.И. О границе между неогеном и антропогеном // Хронология и климаты четвертичного периода. М., 1960. С. 17–21.
- Горлова Р.Н. Растительные макроостатки, обнаруженные в желудочно-кишечном тракте Юрибейского мамонта // Юрибейский мамонт. М., 1982. С. 37–43.
- Городков Б.Н. Растительность Арктики и горных тундр СССР // Растительность СССР. М.; Л., 1938. Т. 1. С. 46–82.
- Городков Б.Н. Есть ли родство между растительностью степей и тундр? // Сов. ботаника. 1939. № 6/7. С. 15–18.
- Городков Б.Н. Полярные пустыни и арктические тундры: (Сравнительное почвенно-ботаническое исследование) // Ботан. журн. 1947. Т. 32, № 1. С. 32–44.
- Городков Б.Н. Происхождение арктических пустынь и тундр // Геоботаника. 1952. Вып. 8. С. 30–98.
- Городков К.Б. Берингийские связи у насекомых на примере двукрылых семейств Scatophagidae и Helomyzidae // Берингийская суша и ее значение для развития голарктических флор и фаун в кайнозое: Тез. докл. Всесоюз. симпозиум. Хабаровск, 1973. С. 166–168.
- Готванский В.И. Следы современных тектонических движений в юго-западной части Джунджур // Вопр. географии Дальнего Востока. 1977. № 18. С. 49–51.
- Грабцевская Н.А., Павлидис Ю.А. Опыт применения комплексного литолого-минералогического анализа для установления условий формирования осадков пролива Лоига (Чукотское море) // Проблемы геоморфологии, литологии и литодинамики шельфа. М., 1982. С. 76–92.
- Граве Н.А. Отчет о поездке по р. Белой и р. Эньмувеем летом 1952 г. Анадырь, 1953. 62 с.
- Граве Н.А. Физико-географические условия и закономерности развития многолетнемерзлых горных пород, особенности их состава и свойств в Чукотско-Корякской стране и на Камчатке. М., 1956. 84 с.
- Граве Н.А. Находки мамонта в долине р. Майн // Записки Чукотского краеведческого музея. Магадан, 1958. С. 12–16.
- Гравис Г.Ф., Суходровский В.Л. Геоморфологические условия накопления и переработки едомной толщи на севере Якутии // Геоморфология. 1981. № 2. С. 39–46.
- Грант В. Эволюция организмов. М.: Мир, 1980. 400 с.
- Гречин П.И. Особенности плейстоценовых эрозионных процессов в ледниковых районах Сибири // Генезис и плодородие почв. М., 1981. С. 127–130.
- Григорьев А.А. Субарктика. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1946а. 128 с.
- Григорьев А.А. Циркуляция атмосферы в период максимального оледенения // Проблемы палеогеографии четвертичного периода. М.; Л., 1946б. С. 14–32.
- Григорьев А.А. Закономерности строения и развития географической среды. М.: Мысль, 1966. 342 с.
- Григорьев А.А. Типы географической среды. М.: Мысль, 1970. 550 с.
- Гриненко О.В. Верхнекайнозойские отложения Колымской низменности // Кайнозой Восточной Якутии. Якутск, 1980. С. 98–113.
- Гричук М.П. Основные этапы развития растительности в четвертичный период на территории Советского Союза: Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. М., 1964. 24 с.
- Гричук М.П. Об изменении видового состава флоры северо-востока Евразии в позднем кайнозое // Берингия в кайнозое. Владивосток, 1976. С. 145–155.
- Гричук М.П. Древнейшее материковое оледенение в Европе: его признаки и стратиграфическое положение // Вопросы палеогеографии плейстоцена ледниковых и перигляциальных областей. М., 1981. С. 7–39.
- Громов В.И. Палеонтологическое и археологическое обоснование стратиграфии континентальных отложений четвертичного периода на территории СССР (млекопитающие, палеолит) // Тр. Геол. ин-та АН СССР. Геол. сер. 1948. Вып. 64, № 17. С. 1–520.
- Громов И.М., Бибииков Д.И., Калабухов Н.И., Мейер М.Н. Наземные беличьи (Marmotinae). М.; Л.: Наука, 1965. 466 с. (Фауна СССР. Млекопитающие; Т. 3, вып. 2).
- Громов И.М., Гуреев А.А., Новиков Г.А. и др. Млекопитающие фауны СССР. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1963. Ч. 2. 1100 с.
- Громов И.М., Поляков И.Я. Полевки (Microtinae). Л., 1977. 504 с. (Фауна СССР. Млекопитающие; Т. 3, вып. 8).
- Громова В. Первобытный зуб (Bison priscus Bojdnu) в СССР // Тр. Зоол. ин-та АН СССР. 1935. Т. 2, вып. 2/3. С. 77–202.
- Громова В.И. Фауна верхнечетвертичной стоянки Мальта близ Иркутска // Докл. АН СССР. 1941. Т. 33, № 1. С. 94–96.
- Громова В.И. Лось на Кольском полуострове в доледниковое время // Там же. 1947а. Т. 56, № 4. С. 409–410.

- Громова В.И. К вопросу о прежнем распространении толсторогов (*Ovis nivicola* Eschsch) // Там же. 1947б. Т. 57, № 5. С. 493–495.
- Громова В.И. История лошадей (рода *Equus*) в Старом Свете. М., 1949. Ч. 1. 373 с.; Ч. 2. 161 с. (Тр. Палеонтол. ин-та АН СССР; Т. 17, вып. 1, 2).
- Громова В.И. Болотные носороги (*Amynodontidae*) Монголии // Тр. Палеонтол. ин-та АН СССР. 1954. Т. 55. С. 85–189.
- Громова В.И. Млекопитающие: Основы палеонтологии. М., 1962. 421 с.
- Громова В.И. Краткий обзор четвертичных млекопитающих Европы: (Опыт сопоставления). М., 1965. 142 с.
- Гросвальд М.Г. О происхождении "затопленных береговых линий" гляциальных шельфов Северной Атлантики // Колебания уровня морей и океанов за 15 000 лет. М., 1982. С. 125–133.
- Гросвальд М.Г. Покровные ледники континентальных шельфов. М.: Наука, 1983. 216 с.
- Гросвальд М.Г. Евразийский ледниковый покров // Гляциологический словарь. Л.: Гидрометеиздат, 1984. С. 130–131.
- Гросвальд М.Г., Возовик Ю.И. Оледенения Берингии: Новая рабочая гипотеза // II Конгр. ИНКВА (Междунар. союз по изуч. четвертич. периода); Тез. докл. М., 1982. Т. 1. С. 81–83.
- Грубов В.И., Улзийхута Н. *Selaginella sanguinolenta* (L.) Spring – эдификатор // Ботан. журн. 1973. Т. 58. С. 1807–1808.
- Губин С.В. Палеопедологический анализ верхнеплейстоценовых (едомных) отложений обнажения Дуванный Яр // Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода. 1984. № 53. С. 125–128.
- Гуделис В. Неотектонические и современные движения земной коры на территории Прибалтики (с учетом их природы и характера движений) // Тр. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР. 1981. № 321. С. 177–191.
- Гудина В.И. Фораминиферы, стратиграфия и палеозоогеография морского плейстоцена Севера СССР. Новосибирск: Наука, 1976. Вып. 314. 172 с.
- Гудина В.И. Значение фораминифер для стратиграфии и фациального анализа северного плейстоцена СССР // Тр. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР. 1981. № 494. С. 41–46.
- Гуров Е.П., Вальтер А.А., Гурова Е.П. и др. Взрывной метеоритный кратер Эльгыгытгын на Чукотке // Докл. АН СССР. 1978. Т. 240, № 6. С. 1407–1410.
- Гуров Е.П., Гурова Е.П. Стадии ударного метаморфизма вулканогенных пород кислого состава на примере метеоритного кратера Эльгыгытгын, Чукотка // Там же. 1979. Т. 249, № 5. С. 1197–1201.
- Гуров Е.П., Гурова Е.П. Геологическое строение и ударный метаморфизм вулканогенных пород метеоритного кратера Эльгыгытгын. Препринт. Киев: ИГН АН СССР, 1981. 40 с.
- Гуров Е.П., Гурова Е.П. Метеоритный кратер Эльгыгытгын на Чукотке как пример молодого морфологически выраженного кратера // Геология и петрология взрывных метеоритных кратеров. Киев: Наук. думка, 1982. С. 125–135.
- Гуров Е.П., Гурова Е.П., Ракицкая Р.В. Стишовит и коусит в ударно-метаморфизованных породах кратера Эльгыгытгын на Чукотке // Докл. АН СССР. 1969. Т. 248, № 1. С. 213–216.
- Гуров Е.П., Гурова Е.П., Рябенко В.И. Импациты и стекловатые бомбы метеоритного кратера Эльгыгытгын на Чукотке // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1987а. № 1. С. 84–96.
- Гурова Е.П., Рябенко В.А., Гурова Е.П. Строение молодого метеоритного кратера (на примере кратера Эльгыгытгын на Чукотке) // Геол. журн. 1980б. № 1. С. 130–134.
- Гурский Б.Н. Краевые образования территории Белоруссии и некоторые особенности их формирования // Краевые образования материковых оледенений: Материалы V Всесоюз. совещ. Киев, 1978. С. 81–89.
- Гуслицер Б.И., Лосева Э.И. Верхний кайнозой Печорской низменности. Сыктывкар, 1979. 44 с. (Сер. препр. науч. докл. Коми фил. АН СССР; № 43).
- Гутри Д. Млекопитающие мамонтовой степи как палеоиндикаторы окружающей среды // Национальные парки СССР и США. М.: ВНИИТАГ, 1990. С. 70–76.
- Давид А.И. Огряд *Capivora*. Хищные // Плейстоцен Тирасполя. Кишинев: Штиинца, 1971. С. 90–92.
- Давидович Т.Д., Иванов В.Ф. Климат прибрежных районов Восточной Чукотки в позднем плейстоцене и голоцене // Тр. СВКНИИ. 1976. Вып. 74. С. 22–23.
- Дайсон Д.Л. В мире льда. Л., 1966. 322 с.
- Данилов И.Д. О генезисе толщ мореноподобных отложений равнин Севера // Исследования прибрежных равнин и шельфа арктических морей. М., 1979. С. 97–135.
- Данилов И.Д. Гипотеза позднеюрского оледенения Арктического шельфа в свете геолого-геоморфологических данных // Препр. Ин-та геол. наук АН СССР. 1980. № 13. С. 11–13.
- Данилов И.Д. Позднекайнозойская история северного побережья Чукотки // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1982. № 5. С. 86–92.
- Дарвин Ч. Происхождение видов: Пер. с англ. М.; Л.: ОТИЗ–Сельхозгиз, 1937. 608 с.
- Дарлингтон Ф. Зоогеография. М.: Прогресс, 1966. 518 с.
- Дашзэвэг Д. Халикотерий *Schizotherium avitum* Matthew et Granger из олигоцена Эргилийн–ДЗО Восточной Гоби и обзор познаночных этого местонахождения // Фауна и биостратиграфия мезозоя и кайнозоя Монголии. М.: Наука, 1974. С. 74–79.
- Дебец Г.Ф. Происхождение коренного населения Америки. Л., 1951. 54 с. (Тр. Ин-та этнографии АН СССР; Т. 16).

- Девяткин Е.В., Мурзаева В.Э., Малаева Е.М. Палеогеография ледникового времени в Монголии // Гляциология Алтая. Томск, 1981. № 15. С. 54–59.
- Девятова Э.И. Перигляциал эпохи валдая на севере Русской равнины // Препр. Ин-т. геол. наук АН УССР. 1980. № 16. С. 11–13.
- Дегтяренко Ю.П. Древнее оледенение Корякской горной страны // Тр. ВСЕГЕИ. 1961. Т. 64.
- Дегтяренко Ю.П. Развитие побережья Северной Чукотки в плейстоцене // Геоморфология и литология береговой зоны морей и других крупных водоемов. М.: Наука, 1971. С. 42–56.
- Дёжкин В.В., Дьяков Ю.В., Сафонов В.Г. Бобр. М.: Агропромиздат, 1986. 255 с.
- Денисов С.В. Возраст материкового побережья Охотского моря // Докл. АН СССР. 1979. Т. 247, № 3. С. 650–652.
- Дервиз-Соколова Т.Г. Флора крайнего востока Чукотского полуострова // Растения севера Сибири и Дальнего Востока. М.; Л.: Наука, 1966. С. 86–112.
- Джон Б., Дербишир Э., Янг Г. и др. Зимы нашей планеты. М.: Мир, 1982. 331 с.
- Дибнер В.Д. Второй этап (меловой период и кайнозой) // Советская Арктика: Геологическое строение, рельеф и палеогеография. М.: Наука, 1970. С. 102–107.
- Диви Е. Палеогеография суши в плейстоцене // Четвертичный период в США. М.: Мир, 1969. Т. 2. С. 265–282.
- Диков Н.Н. Древние костры Камчатки и Чукотки. Магадан, 1969. 235 с.
- Диков Н.Н. Наскальные загадки древней Чукотки. М., 1971. 62 с.
- Диков Н.Н. Очерки истории Чукотки с древнейших времен до наших дней. Новосибирск: Наука, 1974. 446 с.
- Диков Н.Н. Древние культуры Северо-Восточной Азии. М.: Наука, 1979. 348 с.
- Диков Н.Н. Чукотка в древности: Ранние этапы каменного века: Роль Чукотки в заселении Америки // История Чукотки. М.: Мысль, 1989. С. 12–66.
- Диков Н.Н., Казинская Г.И. Следы каменного века на р. Курупке (Чукотский полуостров) // Новейшие данные по археологии Дальнего Востока: Материалы Сев.-Вост. Азиат. комплекс. экспедиции. Магадан, 1980. С. 24–29.
- Диксон Е.Д. Археологическая площадка Галлахер-Флинт – стоянка древнего человека на северном склоне хребта Брукса, Арктическая Аляска // Берингийская суша и ее значение для развития голарктических флор и фаун в кайнозое: Тез. докл. Всесоюз. симпози. Хабаровск, 1973. С. 137–141.
- Диксон Е.Д. Стоянка Галлахер-Флинт – археологический памятник на северном склоне хребта Брукса (Арктическая Аляска) и ее отношение к Берингийской суше // Берингия в кайнозое. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1976. С. 467–474.
- Домбровская А.В. Семейство Peltigeraceae // Определитель лишайников СССР. Л., 1975. Вып. 3. С. 139–157.
- Дорт-Гольц Ю.Е. Особенности формирования позднплейстоценового едомного комплекса на юго-востоке Чукотки // Мерзлотно-геологические процессы и палеогеография низменности Северо-Востока Азии. Магадан, 1982. С. 75–81.
- Дорт-Гольц Ю.Е., Терехова В.Е. История развития западной окраины Берингийской суши в кайнозое // Берингия в кайнозое. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1976. С. 54–59.
- Дорф Э. Применение ископаемых растений для реконструкции палеоклиматов // Проблемы палеоклиматологии. М.: Мир, 1968. С. 16–33.
- Дрейк Ч., Имбри Дж., Кнаус Дж., Турекан К. Океан сам по себе и для нас. М.: Прогресс, 1982. 468 с.
- Дроздов О.А. О структуре и возможных причинах колебаний температуры и увлажнения в голоцене // Проблемы палеогеографии и палеоклиматологии. Л., 1982. С. 42–55.
- Дубинин В.Б. Нахождение плейстоценовых вшей (Anoplura) и нематод при исследовании трупов индигирских ископаемых сусликов // Докл. АН СССР. 1948. Т. 62, № 3. С. 417–420.
- Дубинина М.Н. Нематода *Alfortia edentatus* (Loos, 1900) из кишечника верхнплейстоценовой лошади // Паразитология. 1972. Т. 6, вып. 5. С. 441–443.
- Дуброво И.А. О первой находке примитивного слона (*Elephas meridionalis* N.) на севере Сибири // Бюл. комис. по изуч. четвертич. периода. 1953. Вып. 19. С. 76–79.
- Дуброво И.А. Первая находка ископаемого яка (*Boëthiaquus* sp.) в Якутии // Vertebrata Palasiat. 1957. Т. 1, вып. 4. С. 293–300.
- Дунаев Н.Н., Новгородов К.Г., Бабаев Ю.М. и др. Современная структура прибрежной зоны Беринговоморского шельфа в районе Чукотского полуострова // XIV Тихоокеан. науч. конгр., Хабаровск, 1979: Ком. "Мор. науки". Секц. FIY: Тез. докл. М., 1979. С. 81–82.
- Дылис Н.В. Лиственница Восточной Сибири и Дальнего Востока. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 210 с.
- Евзеров В.Я. Модель развития гляциоэвстатических трансгрессий на севере Европейского континента // XXV Междунар. геол. конгр. Докл. сов. геологов: Четвертич. геология и геоморфология: Дистанц. зондирование. М., 1980. С. 44–46.
- Евсеев В.П., Дуброво И.А., Ренгартен Н.В. и др. Местонахождение Юрибейского мамонта: Геология, тафономия, палеогеография // Юрибейский мамонт. М., 1982. С. 5–19.
- Евсеев Г.А., Краснов Е.В. Роль Берингии в формировании и миграциях фауны морских беспозвоночных // Берингия в кайнозое. Владивосток, 1976. С. 43–53.
- Евтеев С.А., Лазуков Г.Н. Гляциоизостазия и движения земной коры // Тектонические движения и новейшие структуры земной коры. М.: Недра, 1967. С. 54–61.

- Егизаров Б.Х., Дундо О.П., Аникеева Л.И. Геология и полезные ископаемые Корякского нагорья. Л.: Недра, 1965. 342 с.
- Емелина Н.В., Петров О.М., Свиточ А.А. Палеотемпературный анализ методом Са/Mg отношения по раковинам четвертичных морских моллюсков Чукотки и Аляски // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1978. Т. 53, вып. 5. С. 137–146.
- Ендрихинский А.С. Последовательность основных геологических событий на территории Южной Сибири в позднем плейстоцене и голоцене // Поздний плейстоцен и голоцен юга Восточной Сибири: II конгр. ИНКВА в СССР. Новосибирск, 1982. С. 6–35.
- Ерофеев В.Н. Краткое геологическое описание Чукотского национального округа // Материалы по геологии и полез. ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан, 1945. № 1. С. 14–28.
- Жегалло В.И. Межконтинентальные связи некоторых групп млекопитающих Евразии и Северной Америки в неогене // Берингийская суша и ее значение для развития голарктических флор и фаун в кайнозое: Тез. докл. Всесоюз. симпоз. Хабаровск, 1973. С. 137–141.
- Жежель О.Н., Заморуев В.В. Четвертичные отложения Западной Чукотки и особенности их изучения // Четвертичные отложения Востока СССР. Препринт. Магадан, 1982. Вып. 1. С. 34–37.
- Железнов Н.К. Гельминтофауна снежных баранов // Копытные фауны СССР. М.: Наука, 1980а. С. 153–155.
- Железнов Н.К. Распространение, экология, охрана и рациональное использование диких копытных Чукотки: Автореф. дис. ... канд. биол. наук. М., 1980б. 35 с.
- Железнов Н.К. Распространение и биотопическое размещение лося (*Alces alces* L.) на Чукотке // Бюл. МОИП. Отд. биол. 1982. Т. 87, вып. 2. С. 14–19.
- Железнов Н.К. Структура популяций снежных баранов в некоторых очагах их обитания на крайнем северо-востоке Сибири // III совещ. по редким видам. М.: Наука, 1982а. С. 43–44.
- Железнов Н.К. Структура популяций снежных баранов в некоторых очагах их обитания на севере Дальнего Востока // Экология горных млекопитающих: Информ. материалы. Свердловск, 1982б. С. 43–44.
- Железнов Н.К. Проблемы охраны диких животных Чукотки // Проблемы охраны фауны. М.: Изд-во МГУ, 1982в. Ч. 1. С. 69–72.
- Железнов Н.К. Особенности демографических показателей популяций снежных баранов (*Ovis nivicola*) Северо-Востока СССР // Тез. XVI Международного конгресса биологов-охотоведов, ЧССР. Татры, 1983а. С. 206.
- Железнов Н.К. Демографические особенности популяций снежных баранов северо-востока Сибири // Материалы X Всесоюз. симпоз. "Биологические проблемы Севера". Магадан: Кн. изд-во, 1983б. Ч. 1. С. 72–73.
- Железнов Н.К. Классификация антропогенных ландшафтов Северо-Востока СССР и состояние биоконфигуров // Проблемы изучения и охраны ландшафтов Северо-Востока СССР. Владивосток: ДВО АН СССР, 1988. С. 88–136.
- Железнов Н.К. Дикие копытные Северо-Востока СССР. Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. 479 с.
- Железнов Н.К. Особенности поселений и пространственного размещения черношапочного сурка на северо-востоке Сибири // Биология, экология, охрана и рациональное использование сурков. М.: ВТО, 1991а. С. 29–32.
- Железнов Н.К. Характеристика распространения черношапочного сурка // Структура популяций сурков. М.: ВТО, 1991б. С. 275–289.
- Железнов Н.К. Пространственная структура копытных животных – основа территориального обоснования заповедания природоохранных комплексов Севера // Тр. рабочего совещ. "Проблемы и пути сохранения экосистем севера Тихоокеанского региона". Петропавловск-Камчатский, 1991в. С. 108–110.
- Железнов Н.К. Принципы выделения природоохранных территорий под Международный парк "Берингия" // Там же. 1991 г. С. 12–14.
- Железнов Н.К. Дикие копытные Северо-Востока России и пространственная структура: Автореф. дис. ... д-ра биол. наук. М., 1994. 61 с.
- Железнов-Чукотский Н.К. Экология снежных баранов Северной Азии. М.: Наука, 1994. 255 с.
- Железнов Н.К., Васильковский А.П. Природоохранные территории Крайнего Северо-Востока СССР. Владивосток: ДВО АН СССР, 1987. 37 с.
- Железнов Н.К., Кожевников Ю.П. Амгуэмские перспективы или нужна ли Чукотке ГЭС? // Сов. Чукотка. 1988. № 27. С. 2.
- Железнов Н.К., Чечуков Ю.В. Материалы по распространению и экологии Центральнчукотской популяции дикого северного оленя // VII Всесоюз. зоогеогр. конф. М.: Наука, 1979. С. 289–290.
- Желубовский Ю.С., Прялухина А.Ф. Стратиграфия // Геология СССР. М.: Недра, 1964. Т. 31. С. 527–566.
- Живаго А.В. Морфоструктура Антарктического шельфа // Геоморфология и палеогеография шельфа. М.: Наука, 1978. С. 75–97.
- Жигонский В.Я. Коренное изменение геохимии ландшафтов на низменностях Северо-Востока СССР на границе плейстоцен-голоцен // Мерзлотно-геологические процессы и палеогеография низменности Северо-Востока Азии. Магадан, 1982. С. 101–110.
- Жиндарев Л.А., Морозова Л.Н., Бирюков В.Ю. Основные черты геоморфологии шельфа Чукотского моря. М., 1981. Деп. в ВИНТИ 21.05.81, № 2380.
- Жуков В.В., Первушинская Н.А., Пинчук Л.Я. Возникновение и развитие плейстоценовых ландшафтов

- восточной части Северо-Сибирской изменности // Северный Ледовитый океан и его побережье в кайнозое. Л., 1970. С. 448–452.
- Завадский К.М. Вид и видообразование. Л.: Наука, 1968. 404 с.
- Заморюев В.В. Стадиальный характер отступления ледников и положение снеговой линии в хребте Хамар-Дабан во время позднечетвертичного оледенения // Изв. ВГО. 1978. Т. 110, № 6. С. 526–530.
- Зезина О.Н. О формировании современной фауны брахиопод на шельфах и склонах Тихого океана // Фауна и гидробиология шельфовых зон Тихого океана. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1982. С. 55–59.
- Зеликсон Э.М. О флоре из подморенных отложений бассейна Дона (по данным изучения Новохоперского разреза) // Возраст и распространение максимали. оледенения Восточной Европы. М., 1980. С. 168–189.
- Зимица Р.П., Герасимов И.П. История рода сурков (*Marmota*) и роль перигляциальных условий ледникового периода в его формировании и распространении // Сурки: Биоэкологическое и практическое значение. М.: Наука, 1980. С. 5–23.
- Золотарев А.Г. Стратиграфия и условия накопления позднелицен-четвертичных отложений внутренней области Байкало-Патомского нагорья // Поздний плейстоцен и голоцен юга Восточной Сибири: К II Конгр. INQUA в СССР. Новосибирск, 1982. С. 35–57.
- Зоненшайн Л.П. Дрейф континентов и позднелицензойское оледенение Антарктиды // Антарктика. 1980. № 19. С. 5–15.
- Зоненшайн Л.П., Натанов Л.М., Савостин Л.А. и др. Современная тектоника плит Северо-Восточной Азии в связи с раскрытием Северной Атлантики и Арктического бассейна // Океанология. 1978. Т. 18, № 5. С. 846–853.
- Зубаков В.А. О принципах периодизации новейшего этапа геологической истории и стратиграфической систематики новейших отложений // Проблемы периодизации плейстоцена. Л., 1971. С. 30–49.
- Зубаков В.А. Палеогеография Западно-Сибирской низменности в плейстоцене и позднем голоцене. Л.: Наука, 1972. 200 с.
- Зубаков В.А. О климатостратиграфической классификации и терминологии // Современ. и древнее оледенение равнинных и горных районов СССР. Л., 1978. С. 5–17.
- Зубаков В.А., Кочегура В.В. Хронология новейшего этапа геологической истории СССР // Хронология плейстоцена и климатическая стратиграфия. Л., 1973. С. 39–73.
- Иванов В.Ф. Плейстоценовые отложения пролива Литке // Вопросы стратиграфии плейстоцена Камчатки. Магадан, 1974. С. 83–88. (Тр. СВКНИИ; Вып. 59).
- Иванов В.Ф. Рельеф и осадки шельфа Восточной Чукотки // География и геоморфология шельфа: Всесоюз. совещ. 12-го пленума Геоморфол. комис.: Тез. докл. Владивосток, 1975. С. 56–68.
- Иванов В.Ф. Палеогеография западного побережья Пенжинской губы в плейстоцене и голоцене // Природные ресурсы Северо-Востока СССР. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1976. С. 85–91.
- Иванов В.Ф. Палеогеография позднего плейстоцена и голоцена побережья Восточной Чукотки // Мерзлотно-геологические процессы и палеогеографические низменности Северо-Восточной Азии. Магадан, 1982. С. 48–52.
- Иванов В.Ф. Четвертичные отложения побережья Восточной Чукотки. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1986. 138 с.
- Иванов В.Ф., Минюк П.С., Половова Т.П. Стратиграфия четвертичных отложений побережья Восточной Чукотки // Четвертичные отложения Востока СССР. Препринт. Магадан, 1982. Вып. 1. С. 16–18.
- Иванов О.А. Основные этапы развития субарктических равнин Северо-Востока СССР в кайнозое // Северный Ледовитый океан и его побережье в кайнозое. Л., 1970. С. 474–479.
- Ильин М.М. Флора пустынь Центральной Азии, ее происхождение и этапы развития // Материалы по истории флоры и растительности. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1958. С. 129–230.
- Ионин А.А., Каплин П.А., Медведев В.С. Исследования по геоморфологии побережий дальневосточных морей СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 120 с.
- Исаева Л.Л., Кинд Н.В. К вопросу о размерах сарганского оледенения на северо-западе Средней Сибири // Четвертичное оледенение Средней Сибири. М.: Наука, 1986. С. 52–59.
- Исаева Л.Л., Кинд Н.В., Андреева С.М. и др. Геохронология и палеогеография позднего плейстоцена Северо-Сибирской изменности по радиоуглеродным данным // Геохронология четвертичного периода. М., 1980. С. 191–197.
- Исаева Л.Л., Кинд Н.В., Лаухин С.А. и др. Стратиграфическая схема четвертичных отложений Средней Сибири // Четвертичное оледенение Средней Сибири. М.: Наука, 1986. С. 4–17.
- Исаченков В.А. Плейстоценовые оледенения и проблема формирования приледниковых водоемов северо-запада Русской равнины // История озер СССР в позднем кайнозое. Иркутск, 1979. Ч. 1. С. 31–33.
- Истербрук Д.Дж. Ревизия североамериканской плейстоценовой хронологии, основанная на палеомагнитных, трековых и аминокислотных датировках // II Конгр. ИНКВА: Тез. докл. М., 1982. Т. 2. С. 114.
- История больших озер Центральной Субарктики / Ред. Г.И. Галазий, Ю.П. Пармузин. Новосибирск, 1981. 137 с.
- Итихара М., Камен Т., Йошикова С. Граница плейстоцена и плейстоцена в отложениях серии Осака, Япония // XXVII Междуна. геол. конгр.: Докл. сов. геологов. М., 1984. Т. 3: Четвертичная геология и геоморфология. С. 12–16.
- Кайнозой Северо-Востока СССР. М.: Наука, 1968. 124 с.
- Калесник С.В. Очерки гляциологии. М., 1951. 128 с.

- Калесник С.В. Очерки гляциологии. М., 1963. 251 с.
- Кальке Х.Д. Семейство Cervidae Gray, 1821 // Плейстоцен Тирасполя. Кишинев: Штиинца, 1971. С. 137–156.
- Кальке Х.Д. Южная граница позднелайстоценового Европейско-Сибирского фаунистического комплекса в Восточной Азии // Берингия в кайнозое. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1976. С. 263–272.
- Камалетдинов В.А. Рельеф цоколя и строение четвертичного покрова Лено-Амгинского междуречья // Геология кайнозоя Якутии. Якутск, 1982. С. 94–103.
- Каплин П.А. Проблема происхождения фьордов и фьордовые побережья СССР // Вопр. географии. 1959. Т. 46. С. 21–32.
- Каплин П.А. Особенности динамики и строения берегов полярных морей (на примере побережья Чукотского моря) // Новые исследования береговых процессов. М., 1971. С. 44–58.
- Каплин П.А. Плейстоценовые изменения береговой линии дальневосточных морей СССР // Изменения уровня моря. М., 1982. С. 96–103.
- Каплин П.А., Невский Е.Н., Павладал Ю.А. и др. Особенности строения и история развития в голоцене верхней части шельфа и прибрежной зоны современных морей // Океанология. 1968. № 1. С. 72–84.
- Каплин П.А., Никифоров Л.Г., Шадрин И.Ф. Различия в динамике аккумулятивных берегов океана и внутренних морей // Геоморфология и литология береговой зоны морей и других крупных водоемов. М., 1971. Вып. 7. С. 7–9.
- Каплин П.А., Свиточ А.А., Боярская Т.Д. и др. Морские террасы Нижнеанадырской низменности и их возраст (по данным радиоуглеродного анализа) // Берингийская суша и ее значение для развития голарктических флор и фаун в кайнозое: Тез. докл. Всесоюз. симпозиум. Хабаровск, 1973. С. 100–105.
- Каплина Т.Н. Спорно-лыльцевые спектры осадков "ледового комплекса" приморских низменностей Якутии // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1979. № 2. С. 85–93.
- Каплина Т.Н., Гитерман Р.Е. Расчленение позднелайстоценовых отложений Колымской низменности (опорный разрез Молоотовского Камня на р. Малый Аной) // Четвертичные отложения Востока СССР. Препринт. Магадан, 1982. Вып. 2. С. 11–12.
- Каплина Т.Н., Карташова Г.Г., Никитин В.П., Шилова Г.Н. Новые данные о песчаной толще Туостакской впадины // Бюл. комис. по изуч. четвертит. периода. 1983. № 52. С. 107–122.
- Каплина Т.Н., Лахтина О.В., Рыбакова Н.О. История развития ландшафта и мерзлых толщ Колымской низменности по радиоуглеродным, криолитологическим и палинологическим данным (на примере разреза Станчинковский Яр на р. М. Аной) // Геохронология четвертичного периода. М., 1980. С. 243–253.
- Каплина Т.Н., Ложкин А.В. Возраст аласных отложений Приморской низменности Якутии // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1979. № 1. С. 69–76.
- Каплина Т.Н., Ложкин А.В. Возраст "ледового комплекса" приморских низменностей Якутии // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1982. № 2. С. 84–95.
- Каплина Т.Н., Шилова Г.Н., Пирумова Л.Г. Шамаковский опорный разрез позднелайстоценовых и голоценовых отложений Индигирки // Там же, 1980. № 9. С. 74–81.
- Кардулова Л.П. Палинологическое обоснование стратиграфии плейстоценовых и голоценовых отложений Приморья: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М., 1974. 25 с.
- Каревская И.А. Климатические условия холодных ледниковых эпох плейстоцена верховий рек Колымы по палинологическим данным // Берингийская суша и ее значение для развития голарктических флор и фаун в кайнозое: Тез. докл. Всесоюз. симпозиум. Хабаровск, 1973. С. 107–108.
- Каревская И.А. Особенности позднелайстоценовых ландшафтов северного побережья Охотского моря по палинологическим данным // Палинологические исследования на Северо-Востоке СССР. Владивосток, 1978. С. 46–52.
- Карлстром Т. Данные о четвертичном оледенении северной части Тихого океана и планетарные изменения климата // Антропогенный период в Арктике и Субарктике. М.: Недра, 1965. С. 211–233.
- Карпов В.Н. Динамика растительности субарктической тундры Якутии под влиянием выпаса северных оленей: Автореф. дис. ... канд. биол. наук. М., 1989. 25 с.
- Карпов Н.С. Влияние выпаса северных оленей на растительность пастбищ Субарктических тундр Якутии. Якутск: ЯНЦ СО АН СССР, 1991. 116 с.
- Каррей Дж. Позднечетвертичная история материковых шельфов США // Четвертичный период в США. М., 1968. Т. 1. С. 452–472.
- Карта четвертичных отложений Арктики и Субарктики. Масштаб 1:5 000 000 / Под ред. Н.Г. Загорской и др. М.; Л.: М-во геологии СССР; НИИГА; Cambridge Univ. press, 1980.
- Карташова Г.Г. Особенности развития флоры и растительности кайнозоя в низовьях рек Яны и Омола (по палинологическим данным) // Берингийская суша и ее значение для развития голарктических флор и фаун в кайнозое: Тез. докл. Всесоюз. симпозиум. Хабаровск, 1973. С. 81–83.
- Карташова Г.Г. История растительного покрова низовьев рек Яны и Омола в кайнозое (по палинологическим данным) // Берингия в кайнозое. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1976. С. 140–144.
- Карташова Г.Г., Ложкин А.В. Палеогеографическая обстановка времени формирования отложений Сыпного Яра на реке Индигирка по палинологическим данным // Палинологические исследования на Северо-Востоке СССР: Материалы I Межд. семинара по палинол. исслед. на Дал. Востоке. Владивосток, 1978. С. 23–28.
- Катасонов Е.М. Многолетняя мерзлота Якутии по данным криологии и абсолютной геохронологии // Методы реконструкции палеоклиматов. М.: Наука, 1985. С. 88–91.

- Катенин А.Е. Американские виды *Populus balsamifera* L. (Salicaceae) и *Viburnum edule* (Michx.) Rafin (Caprifoliaceae) на юго-востоке Чукотского полуострова // Ботан. журн. 1980. Т. 65, № 3. С. 414–421.
- Кафанов А.И. Кайнозойские малакофауны Северной Пацифики: Направление и масштабы миграций // Фауна и гидробиология шельфовых зон Тихого океана. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1982. С. 60–69.
- Кац Н.Я., Кац С.В. Плейстоценовые флоры р. Б. Чукотской, впадающей в Колымский залив Восточно-Сибирского моря // Проблемы биогеоценологии, геоботаники и ботанической географии. Л.: Наука, 1973. С. 96–138.
- Кац С.В., Кац Н.Я., Гитерман Р.Е. и др. О нижнеплейстоценовой флоре восточной части Приморской низменности // Северный Ледовитый океан и его побережье в кайнозое. Л., 1970. С. 485–493.
- Кашименская О.В. Теория систем и геоморфология. Новосибирск: Наука, 1980. 119 с.
- Квасов Д.Д. Причины чередования ледниковых и межледниковых эпох // Строение и формирование камов. Таллин, 1979. С. 23–32.
- Квасов Д.Д., Чаликов Д.В., Вербицкий М.Я. Развитие Южного Кругового течения и оледенения Антарктики и Арктики – причины климатических революций в кайнозое // II Конгр. ИНКВА: Тез. докл. М., 1982. Т. 3. С. 161–162.
- Келлер Б.А. Растение и среда: Экологические типы и жизненные формы // Растительность СССР. М.; Л., 1938. Вып. 1. С. 84–112.
- Кёнигссон Л.-К. Хроностратиграфическое подразделение голоцена // XXVII Междунар. геол. конгр. Докл. Т. 1. С. 01. М., 1984. С. 52–57.
- Кинд Н.В. Позднечетвертичные изменения климата, колебания уровня моря и ледниковые события Старого и Нового света: Геохронология по изотопным данным // Берингская суша и ее значение для развития голарктических флор и фаун в кайнозое: Тез. докл. Всесоюз. симпоз. Хабаровск, 1973. С. 101–102.
- Кинд Н.В. О методах изучения климатов голоцена // Частные методы изучения истории современных экосистем. М., 1979. С. 252–260.
- Кинд Н.В. Некоторые проблемы палеогеографии позднего плейстоцена и голоцена Северной Евразии и Америки // Проблемы геологии и истории четвертичного периода (антропогена). М., 1982. С. 213–226.
- Кирюшина М.Г. Основные черты четвертичной истории острова Врангеля // Антропогенный период. М.: Наука, 1965. С. 36–58.
- Киселев И.И. Палеогеография западной части Кольского полуострова в неогене и антропогене // Изв. ВГО. 1979. Т. 111, № 4. С. 316–324.
- Киселев И.И. Об экзарационной деятельности плейстоценовых ледников на Кольском полуострове // Геоморфология. 1981. № 1. С. 73–83.
- Кистерова И.Б., Нархинова В.Е., Терехов В.Е. К вопросу о выделении палеоценовых осадков на севере Чукотского полуострова // Континентальные третичные толщи Северо-Востока Азии. Новосибирск: Наука, 1979. С. 52–55.
- Кищинский А.А. Формирование горной териофауны Северо-Восточной Сибири // Тр. МОИП. 1972. Т. 43. С. 23–35.
- Кищинский А.А. Арктоальпийская авифауна и ее происхождение // Зоол. журн. 1974. Т. 53, № 7. С. 17–29.
- Кищинский А.А. Основные элементы горных фаун северо-востока Сибири и Северо-Запада Америки и этапы формирования этих фаун (по данным биогеографического анализа) // Берингия в кайнозое. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1976. С. 368–375.
- Кищинский А.А. Птицы и вопрос о берингийском соединении материков // Бюл. МОИП. Отд. биол. 1979. Т. 84, вып. 1. С. 5–12.
- Клиге Р.К. Оценка современных вертикальных движений морских берегов по изменению уровня океана // Береговая зона моря. М., 1981. С. 11–17.
- Клокин Н.К. Климат // Север Дальнего Востока. М.: Наука, 1970. С. 126–168.
- Кобельт В. Географическое распределение животных в холодном и умеренном поясах Северного полушария. СПб., 1903. 364 с.
- Коваленко Ф.Я., Купцова И.А. Морские отложения кайнозоя Восточно-Сибирского моря // Твердая оболочка Земли: Стратиграфия и палеобиогеография кайнозоя Тихоокеан. кольца: Тез. докл. XIV-ТНХ. М., 1979. С. 64–66.
- Кожамкулова Б.С. Широколобый лось (*A. latifrons* Johns) в Забайкалье // Териология. Новосибирск: Наука, 1974. Т. 2. С. 89–92.
- Кожамкулова Б.С. Позднекайнозойские копытные Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1981. 140 с.
- Кожевников Ю.П. Ботанико-географические наблюдения на западе Чукотского полуострова в 1971–1972 гг. // Ботан. журн. 1973а. Т. 53, № 7. С. 546–550.
- Кожевников Ю.П. Американский элемент во флоре Чукотки // Берингская суша и ее значение для развития голарктических флор и фаун в кайнозое: Тез. докл. Всесоюз. симпоз. Хабаровск, 1973б. С. 78–80.
- Кожевников Ю.П. [Рецензия] // Ботан. журн. 1973в. Т. 58, № 10. С. 1011–1014. Рец. на: Young S.B. The vascular flora of St. Lawrence Island with special reference to floristic zonation in the Arctic regions.
- Кожевников Ю.П. Анализ флоры Телекайской рощи и ее окрестностей // Там же. 1974а. Т. 59, № 7. С. 782–792.
- Кожевников Ю.П. Лес в тундре Чукотки // Природа. 1974б. № 7. С. 101–106.
- Кожевников Ю.П. [Рецензия] // Ботан. журн. 1975. Т. 60, № 11. С. 1234–1238. Рец. на: Юрцев Б.А. Проблемы ботанической географии Северо-Восточной Азии.

- Кожевников Ю.П. Американский флористический элемент на Чукотке // Ареалы растений флоры СССР. Л.: Изд-во ЛГУ, 1976а. Вып. 3. С. 15–45.
- Кожевников Ю.П. Американский элемент во флоре Чукотки // Берингия в кайнозое. Владивосток, 1976б. С. 312–316.
- Кожевников Ю.П. Флористические находки на Чукотке // Новости систематики высш. растений. 1976в. С. 174–180.
- Кожевников Ю.П. Критический обзор данных, касающихся проблемы флорогенеза Чукотки // Ботан. журн. 1977а. Т. 62, № 3. С. 445–460.
- Кожевников Ю.П. Вниз по Майну и Анадырю от Ваеги до Усть-Белой // Там же. 1977б. Т. 62, № 4. С. 364–372.
- Кожевников Ю.П. Ботанико-экологические наблюдения в районе города Анадыря в 1974 г. // Флора и растительность Чукотки. Владивосток, 1978а. С. 24–40.
- Кожевников Ю.П. Некоторые закономерности распределения растений в Чукотских ландшафтах // Ботан. журн. 1978б. Т. 63, № 3. С. 114–126.
- Кожевников Ю.П. Растительность и флора окрестностей пос. Марково (бассейн реки Анадырь) // Флора и растительность Чукотки. Владивосток, 1978в. С. 72–94.
- Кожевников Ю.П. Историческая интерпретация современных особенностей флор Чукотки и Арктической Аляски (на примере сосудистых растений) // XIX Тихоокеан. науч. конгр. Ком. СД: Тез. докл. Хабаровск, 1979а. С. 178.
- Кожевников Ю.П. Новое о Берингии: (Обзор, написанный в связи с выходом книги "Берингия в кайнозое") // Ботан. журн. 1979б. Т. 64, № 10. С. 968–976.
- Кожевников Ю.П. Новый климатический показатель для Северо-Восточной Азии // Изв. ВГО. 1979в. Т. 111, вып. 2. С. 142–146.
- Кожевников Ю.П. Эколого-флористический анализ Средней Чукотки: В 3 ч. М., 1979. Ч. 1. 162 с.; Ч. 2. 238 с.; Ч. 3. 112 с. Деп. в ВИНТИ.
- Кожевников Ю.П. Список сосудистых растений Чукотки // Новости систематики высш. растений. 1981. Т. 18. С. 212–224.
- Кожевников Ю.П. История ландшафтов Чукотки и смежных территорий: В 3 ч. М., 1982а. Ч. 1. 220 с.; Ч. 2. 240 с.; Ч. 3. 112 с. Деп. в ВИНТИ.
- Кожевников Ю.П. Основные этапы становления современной флоры Чукотки // VIII Всесоюз. совещ. "Изучение и освоение флоры и растительности высокогорий". Свердловск, 1982б. С. 44.
- Кожевников Ю.П. Об условиях обитания и захоронения крупных плейстоценовых животных на Северо-Востоке Азии // География и природ. ресурсы. 1983а. № 1. С. 44–50.
- Кожевников Ю.П. Были ли в Берингии тундростепи? // X Всесоюз. симпози. "Биологические проблемы Севера". Магадан, 1983б. С. 74.
- Кожевников Ю.П. Историческая фитогеография Чукотки: В 3 ч. М., 1984а–1985а. Ч. 1. 240 с.; Ч. 2. 242 с.; Ч. 3. 212 с. Деп. в ВИНТИ.
- Кожевников Ю.П. Род *Dryas* L. и его история: В 3 ч. М., 1984б–1985б. Ч. 1. 242 с.; Ч. 2. 220 с.; Ч. 3. 230 с. Деп. в ВИНТИ. № 3305, 4590, 4118.
- Кожевников Ю.П. К вопросу о тундростепях Берингии // Биогеография берингийского сектора Субарктики. Владивосток, 1986а. С. 45–51.
- Кожевников Ю.П. Основные этапы становления современной флоры Чукотки // Растительный покров высокогорий. Л.: Наука, 1986б. С. 69–75.
- Кожевников Ю.П. Геосистемные аспекты растительного покрова Чукотки. Владивосток: ДВО АН СССР, 1989. 305 с.
- Козловский А.И. Кариологическая дифференцировка северо-восточных подвидов копытных леммингов // Докл. АН СССР. 1974. Т. 219, № 4. С. 981–984.
- Козловский А.И., Хворостянская Л.П. Стабильность хромосомных наборов некоторых видов грызунов северо-востока Сибири // Фауна и зоогеография млекопитающих северо-востока Сибири. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1978. С. 106–119.
- Козо-Полянский Б.М. В стране живых ископаемых. М.: Учпедгиз, 1931. 184 с.
- Козырев Р.В. Древнейшее прошлое Сахалина. Южно-Сахалинск, 1960. 95 с.
- Коллино П. Растительность Берингийского моста суши и проблема рефугиумов: Данные пыльцевого анализа осадков Берингова и Чукотского морей // Берингийская суша и ее значение для развития голарктических флор и фаун в кайнозое: Тез. докл. Всесоюз. симпози. Хабаровск, 1973. С. 85–86.
- Колосов А.М. Зоогеография Дальнего Востока. М.: Мысль, 1980. 186 с.
- Колосов Д.М. Проблемы древнего оледенения Северо-Востока СССР. Л.: Изд-во Главсевморпути, 1947. 176 с.
- Колосова Г.Н. Следы морских ингрессий в континентальных отложениях позднего кайнозоя Северо-Востока СССР. М., 1979. Деп. в ВИНТИ 12.04.79, № 1294.
- Колпаков В.В. Ледниковый и перигляциальный рельеф Верхоянской ледниковой области и новые радиоуглеродные датировки // Региональная геоморфология районов освоения. М., 1979. С. 83–98.
- Колпаков В.В. Влияние оледенений на реки Якутии // Четвертичное оледенение Средней Сибири. М.: Наука, 1986. С. 101–108.
- Колпаков В.В., Белова А.П. Радиокарбонное датирование в ледниковой области Верхоянья и ее обрамлении // Геохронология четвертичного периода. М., 1980. С. 230–235.

- Колпаков В.В., Шофман И.Л. Гляциозостазия в Приверхоянье // Геология кайнозоя Якутии: Ко II конгр. Междунар. союза по изуч. четвертич. периода (ИНКВА, Москва, 1982). Якутск, 1982. С. 150-156.
- Кольберт Э.Г. Климатическая зональность и наземные фауны // Проблемы палеоклиматологии. М., 1968. С. 401-419.
- Комаров В.Л. Флора Маньчжурии: Введение // Тр. СПб. ботан. сада. 1901. Т. 20. С. 20-32.
- Комаров В.Л. Введение к флорам Китая и Монголии. СПб., 1908. 27 с. (Тр. Петербург. ботан. сада; Вып. 29).
- Комаров В.Л. Флора полуострова Камчатки: В 2 т. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1929. Т. 1. 220 с.; Т. 2. 240 с.
- Кононов Ю.И. Некоторые вопросы накопления осадков в северной части Татарского пролива в связи с возможностью нахождения в них полезных ископаемых // Проблемы геологии россыпей. Магадан, 1970. С. 349-354.
- Континентальные окраины, островные дуги и структурные элементы дна Тихого океана: Тез. докл. XIV ТНХ. М., 1979.
- Континентальные третичные толщи Северо-Востока Азии. Новосибирск: Наука, 1979.
- Контримавичус В.Л. Расселение паразитов при миграциях млекопитающих через Берингийскую сушу (на примере гельминтов кунных) // Берингийская суша и ее значение для развития голарктических флор и фаун в кайнозое: Тез. докл. Всесоюз. симпозиум. Хабаровск, 1973. С. 159-161.
- Коншон О. Максимальная стадия вюрмского оледенения в Западном Средиземноморье // Тр. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР. 1981. № 494. С. 185-190.
- Коробков А.А. Берингия как арена формообразования и миграций в роде *Artemisia* // Берингийская суша и ее значение для развития голарктических флор и фаун в кайнозое: Тез. докл. Всесоюз. симпозиум. Хабаровск, 1973. С. 174-177.
- Коробков А.А., Филлин В.Р. Анализ растительных остатков из пищеварительного тракта бизона, найденного в верхнеплейстоценовых отложениях р. Крестовки (бассейн Колымы) // Ботан. журн. 1982. Т. 67, № 10. С. 1351-1361.
- Короткевич Е.С. Полярные пустыни. Л.: Гидрометеиздат, 1972. 280 с.
- Короткевич Е.С., Топачевский В.А. К вопросу о родственных элементах неогеновых фаун млекопитающих Северной Америки и Восточной Европы // Берингийская суша и ее значение для развития голарктических флор и фаун в кайнозое: Тез. докл. Всесоюз. симпозиум. Хабаровск, 1973. С. 31-33.
- Короткий А.М. Восточно-Маньчжурская и Сихотэ-Алиньская эпигеосинклинальные горные сооружения: Западно- и Южно-Приморская группа межгорных и внутригорных впадин // Юг Дальнего Востока. Л., 1972. С. 264-305.
- Короткий А.М. Палеогеографические рубежи плейстоцена: Принципы выделения, обоснование возраста и корреляция // Развитие природной среды в плейстоцене. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1981. С. 5-28.
- Короткий А.М. Колебания уровня Японского моря в четвертичном периоде (северо-западный шельф) // Изменения уровня моря. М., 1982. С. 104-114.
- Короткий А.М. Актуалистические критерии как основа палеогеографических обстановок // Развитие природной среды юга Дальнего Востока (поздний плейстоцен-голоцен). М.: Наука, 1988а. С. 12-21.
- Короткий А.М. Общий подход к проведению региональных палеогеографических исследований // Там же. 1988б. С. 8-20.
- Короткий А.М. Оценка палеогеографических обстановок на основе актуалистических примеров // Там же. 1988в. С. 47-58.
- Короткий А.М. Палеогеографические этапы и рубежи позднего плейстоцена и голоцена в зоне перехода от материка к океану // Там же. 1988г. С. 127-200.
- Короткий А.М., Ганзей С.С., Росликова В.И. О влиянии квазипериодических колебаний климата плейстоцена на вещественный состав горного аллювия // Климоморфогенез и региональный географический прогноз. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1980. С. 47-77.
- Короткий А.М., Караулова Л.П. Новые данные стратиграфии четвертичных отложений Приморья // Вопросы геоморфологии и четвертичной геологии юга Дальнего Востока СССР. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1975. С. 79-110.
- Короткий А.М., Караулова Л.П., Алексеева Э.В., Ковалюх Н.Н. О находке "Хорольского мамонта" (Приморский край) // Развитие природной среды в плейстоцене. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1981. С. 29-39.
- Короткий А.М., Мохова А.М., Пушкарь В.С. Климатические смены голоцена и развитие ландшафтов гольцовой зоны Центрального Ям-Алиня // Палеогеографические исследования на Дальнем Востоке. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1985. С. 5-22.
- Костенко Н.Н. Антропогенное оледенение Заилийского Алатау и некоторые закономерности оледенений Земли. М., 1978. 48 с. Деп. в ВИНТИ 20.10.78, № 3827.
- Костенко Н.Н. Четвертичные отложения Казахстана и прилежащих территорий союзных республик. Алма-Ата, 1978.
- Котляков В.М. Мы живем в ледниковый период. Л.: Гидрометеиздат, 1966. 235 с.
- Котляков В.М. Мир снега и льда. М.: Наука, 1994. 285 с.
- Котов А.Н., Ложкин А.В., Рябчин В.К. Мерзлотно-фациальные условия формирования верхнечетвертичных отложений долины р. Майн (Чукотка) // Формирование рельефа, коррелятивных отложений и россыпей Северо-Востока СССР. Магадан: СВКНИИ ДВО, 1989. С. 117-131.

- Котов А.Н., Рябчун В.К. Криогенный комплекс позднелиценевых отложений р. Майн. Ч. 1. Препринт. Магадан: СВКНИИ ДВНЦ. 1986. 53 с.
- Кошечкин Б.И. Позднеплейстоценовый этап движений земной коры на севере Европы // Палеогеография областей скандинавских материковых оледенений. Л., 1979. С. 94–108.
- Кошечкин Б.И. Закономерности проявления движений земной коры гляциоизостатической и собственно тектонической природы в ходе эволюции Скандинавского ледникового покрова // Исследование развития Скандинавского ледникового покрова на территории СССР. Апатиты, 1981. С. 3–11.
- Кошечкин Б.И., Кудлаева А.Л. Голоценовые трансгрессии и изменения береговой линии северного побережья Кольского полуострова // Северный Ледовитый океан и его побережье в кайнозое. Л., 1970. С. 243–247.
- Красилов В.А. Роль берингийских связей в формировании кайнозойской флоры Восточной Азии и Северной Америки // Берингийская суша и ее значение для развития голарктических флор и фаун в кайнозое: Тез. докл. Всесоюз. симпоз. Хабаровск, 1973. С. 20–22.
- Красилов В.А. Роль берингийских связей в формировании кайнозойской флоры Восточной Азии и Северной Америки // Берингия в кайнозое. Владивосток, 1976. С. 129–134.
- Красилов В.А. Эволюция и биостратиграфия. М.: Наука, 1977. 223 с.
- Краснов Е.В., Евсеев Г.А. Роль Берингии в формировании и миграциях фаун морских беспозвоночных // Берингийская суша и ее значение для развития голарктических флор и фаун в кайнозое: Тез. докл. Всесоюз. симпоз. Хабаровск, 1973. С. 45–46.
- Краснов И.И. Принципиальные вопросы стратиграфической корреляции антропогена // Плейстоценовые оледенения Восточно-Европейской равнины. М., 1981. С. 132–139.
- Краснов И.И., Никифорова К.В. Схема стратиграфии четвертичной (антропогеновой) системы, уточненной по материалам последних лет // Стратиграфия, палеогеография и литогенез антропогена Евразии. М.: ГИН АН СССР, 1973. С. 157–188.
- Красный Л.Л., Иванов В.Ф., Никитин В.П. Кайнозой северного побережья Пенжинской губы // Формирование рельефа, коррелятных отложений и россыпей Северо-Востока СССР. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1989. С. 52–72.
- Крашенинников И.М. Основные пути развития растительности Южного Урала в связи с палеогеографией Северной Евразии в плейстоцене и голоцене // Сов. ботаника. 1939. № 6/7. С. 21–58.
- Крашенинников И.М. Роль и значение ангарского флористического центра в филогенетическом развитии основных евразийских групп польней подрода *Euartermisia* // Материалы по истории флоры и растительности СССР. М.; Л., 1958. Вып. 3. С. 64–128.
- Крашенинников С.П. Описание Земли Камчатка. М.; Л.: Изд-во Главсевморпути, 1949. 842 с.
- Кривоуцкая Г.О. Энтомофауна Курильских островов. Л.: Наука, 1973. 315 с.
- Кривошеев В.Г. Современные ландшафты и распространение млекопитающих Северо-Восточной Азии в связи с историей Берингии // Берингийская суша и ее значение для развития голарктических флор и фаун в кайнозое: Тез. докл. Всесоюз. симпоз. Хабаровск, 1973. С. 161–164.
- Кривошеев В.Г. Амурский лемминг (*Lemmus amurensis* Vinogradov, 1924) – плейстоценовый реликт Восточной Сибири // Биогеография Берингийского сектора Субарктики. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1986. С. 169–181.
- Кривошеев В.Г. Проблемы териогеографии Северо-Восточной Азии // Общая и региональная териогеография. М.: Наука, 1988. С. 30–74.
- Криштофович А.Н. Ископаемая ель из Анадырского края // Материалы по геологии и полез. ископаемым Дал. Востока. 1924. Вып. 32. С. 14–18.
- Криштофович А.Н. Геологический обзор стран Дальнего Востока. М.; Л.: Гостеолиздат, 1932. 332 с.
- Криштофович А.Н. Происхождение флоры ангарской суши // Материалы по истории флоры и растительности СССР. М.; Л., 1958. Вып. 3. С. 7–42.
- Кроукрофт П. Артур, Билл и другие: (Все о мышах). М., 1970. 158 с.
- Кроуэлл Дж. Отложения с рассеянными мегакластами как показатели климата // Проблемы палеоклиматологии. М., 1968. С. 69–83.
- Крупенина Л.А. Палинологическое изучение плиоцен-четвертичных отложений в северной части Монгольской Народной Республики // Палинология четвертичного периода. М.: Наука, 1985. С. 68–94.
- Крэг Б., Файлс Дж. Четвертичный период в арктических областях Канады // Антропогенный период в Арктике и Субарктике. М., 1965. С. 21–30.
- Крэри А.П. Научное исследование арктического ледяного острова // Родаль Ю. Север. М.: Географиз. 1958. Т. 3. С. 209–247.
- Крюков В.Д., Рогожин В.В. О границах распространения позднекайнозойских трансгрессий Арктического бассейна на северо-западе Средне-Сибирского плоскогорья // Северный Ледовитый океан и его побережье в кайнозое. Л., 1970. С. 434–439.
- Кузин И.Л. О причинах колебаний уровня Арктического бассейна в неоген–четвертичное время // Там же. 1970. С. 228–231.
- Кузнецов Б.А. Определитель позвоночных животных фауны СССР. М.: Просвещение, 1974. Ч. 1. 189 с.
- Кузнецов Ю.В. О вещественном составе верхнелиценевых и голоценовых отложений в обнажении Чукочем // Пробл. криолологии. 1979. № 8. С. 102–109.
- Кузнецов Ю.В. К вопросу о возрасте и генезисе ледового комплекса Дуванного Яра Колымской низменности // Там же. 1982а. № 10. С. 158–161.

- Кузнецов Ю.В. Строение и вещественный состав верхнеплейстоценовых отложений разреза Антохинский Яр Колымской низменности // Там же. 1982б. № 10. С. 162–166.
- Кузьмина И.Е. Сайга и степная пищуха в верховьях Печоры // Зоол. журн. 1965. Т. 44, № 2. С. 307–311.
- Кузьмина И.Е. Формирование териофауны Северного Урала в позднем антропогене // Тр. Зоол. ин-та АН СССР. 1971. Т. 69. С. 44–122.
- Кузьмина И.Е. К истории наземных млекопитающих Арктики (по палеонтологическим данным) // Отчетная научная сессия по итогам работ 1971 г. ЗИН АН СССР: Тез. докл. Л., 1972. С. 16–18.
- Кузьмина И.Е. О происхождении и истории териофауны Сибирской Арктики // Фауна и флора антропогена Северо-Востока Сибири. Л.: Наука, 1977. С. 18–55.
- Кулаков А.П. Морфотектоника материкового побережья юга Дальнего Востока и морские трансгрессии позднего плейстоцена–голоцена // Позднечетвертичная история и седиментогенез окраинных и внутренних морей. М., 1979. С. 144–154.
- Кулаков А.П. Древнее и современное оледенения Северной Монголии (Прихубсугулье) // Природные условия и ресурсы Прихубсугулья (МНР). Иркутск, 1981. С. 10–19.
- Кулькова И.А. Тихоокеанские связи в эоценовых палинофлорах Северной и Северо-Восточной Азии // Твердая оболочка Земли: Стратиграфия и палеобиогеография кайнозоя Тихоокеан. кольца: Тез. докл. XIV ТНХ. М., 1979. С. 71–72.
- Кундышев А.С., Верховская Н.Б. Палеогеографическая обусловленность направления трансберингийских миграций // Биогеография Берингийского сектора Субарктики. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1986. С. 204–211.
- Куница Н.А. Природные ландшафты территории Украины в последнее ледниковье // Физическая география и геоморфология: Респ. Межвед. науч. сб. 1978. № 29. С. 86.
- Куренцов А.И. Проблема Берингии в зоогеографии // Изв. СО АН СССР. Сер. биол.-мед. наук. 1963. Т. 8, вып. 2. С. 3–13.
- Куренцов А.И. Значение берингийских связей в зоогеографии голарктической энтомофауны // Берингийская суша и ее значение для развития голарктических флор и фаун в кайнозое: Тез. докл. Всесоюз. симпозиум. Хабаровск, 1973. С. 164–166.
- Куренцова Г.Э. Значение Берингии для формирования флоры и растительности Сихотэ-Алиня // Там же. 1973. С. 181–182.
- Куртен Б. Трансберингийские популяции хищных в плейстоцене // Берингия в кайнозое. Владивосток, 1976. С. 158–162.
- Кусакин О.Г. Биогеографическое районирование осушенной зоны Курильских островов // Биологические ресурсы островов Сахалина и Курильских островов: Материалы симпозиума. Владивосток, 1970. С. 107–108.
- Кушев С.Л., Ливеровский Ю.А. Геоморфологический очерк Центральной Камчатской депрессии // Тр. Ин-та географии АН СССР. 1939. Вып. 32.
- Кэлдер Н. Беспокойная Земля. М.: Мир, 1975. 214 с.
- Калхун Д.Дж., Мичи Дж., Брукс М.Дж., Лепионка Л. Исторические и доисторические изменения уровня моря в Юго-Восточных Соединенных Штатах – доказательство флуктуаций "малого ледникового века" // II Конгр. ИНКВА: Тез. докл. М., 1982. Т. 2. С. 135.
- Лавренко Е.М. Возраст ботанических областей Евразии // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1951. № 2. С. 7–11.
- Лавренко Е.М. Флористический состав перигляциальных степей позднего вюрма в СССР // Изв. АН СССР. Сер. биол. 1981. № 6. С. 863–872.
- Лазарев П.А. Мамонтовая фауна Якутии // Млекопитающие СССР: Тез. докл. III съезда ВТО. М., 1982. Т. 1. С. 45–46.
- Лазуков Г.И. Берингия и проблема формирования холодовыносливой (арктической) флоры и фауны // Берингийская суша и ее значение для развития голарктических флор и фаун в кайнозое: Тез. докл. Всесоюз. симпозиум. Хабаровск, 1973. С. 72–76.
- Лапишин Л.И. О древнем оледенении Камчатки // Вопросы географии Камчатки. Петропавловск-Камчатский, 1963. Вып. 1.
- Ларичев В.Е. Колыбель предков. Новосибирск, 1987.
- Ларичева И.П. Берингийская суша и проблема проникновения палеолитического человека в Америку // Берингийская суша и ее значение для развития голарктических флор и фаун в кайнозое: Тез. докл. Всесоюз. симпозиум. Хабаровск, 1973. С. 133–135.
- Ласточкин А.Н. Подводные долины северного шельфа // Изв. ВГО. 1977. Т. 109, вып. 5. С. 412–417.
- Ласточкин А.Н. Морфология и история развития подводных долин эрозийного происхождения на северном шельфе Евразии // История развития речных долин и проблемы мелиорации земель: Европ. часть СССР. Новосибирск, 1979. С. 39–34.
- Лаушин С.А. Верхний плейстоцен юго-запада Сибирской платформы // Поздний плейстоцен и голоцен юга Восточной Сибири. Новосибирск, 1982. С. 84–101.
- Лаушин С.А., Рыбакова Н.О. О времени климатического оптимума среднего вюрма Западной Чукотки // Докл. АН СССР. 1982. Т. 267, № 4. С. 895–899.
- Лафлин В.С. Голоценовая история залива Никольского и эволюция алеутов // Берингийская суша и ее значение для развития голарктических флор и фаун в кайнозое: Тез. докл. Всесоюз. симпозиум. Хабаровск, 1973. С. 208–211.
- Лафлин В.С. Голоценовая история Никольского залива Аляски и эволюция алеутов // Берингия в кайнозое. Владивосток, 1976. С. 492–508.

- Лахтина О.В., Рыжов В.Н., Стрелецкая И.Л., Стремяков А.Я. О засоленности четвертичных отложений западной части полуострова Ямал // Вопросы региональной и инженерной геокриологии. М., 1983. С. 88–101.
- Лебедев В.Г. Основные проблемы геоморфологии Восточного Китая. Саратов, 1968. 338 с.
- Лебедева И.М. Палеогляциологическая оценка двух концепций оледенения гор Средней Азии в позднем плейстоцене // Развитие природы территории СССР в позднем плейстоцене и голоцене. М., 1982. С. 49–53.
- Леванидова И.М. Амфибиотические насекомые горных областей Дальнего Востока СССР. Л.: Наука, 1982. 214 с.
- Леонов Г.П. Основы стратиграфии. М.: Изд-во МГУ, 1973. Т. 1. 515 с.
- Леонтьев В.В., Новикова К.А. Топономический словарь Северо-Востока СССР. Магадан: Кн. изд-во, 1989. 456 с.
- Леонтьев Ф.С. Под солнцем Севера. М., 1962. 148 с.
- Линг К.С. Влияние эластичных деформаций земной коры на отступление линии налегания ледниковых потоков на морское дно во время подъема уровня моря // II Конгр. ИНКВА: Тез. докл. М., 1982. Т. 2. С. 149.
- Линдберг Г.У. Крупные колебания океана в четвертичное время и их влияние на бассейн Северного Ледовитого океана и его органический мир // Северный Ледовитый океан. Л.: Гидрометеиздат, 1970. С. 101–112.
- Линдберг Г.У. Крупные колебания уровня океана в четвертичный период. Л.: Наука, 1972. 548 с.
- Линдберг Г.У. История "Берингии" в свете гипотезы крупных геогидрократических колебаний уровня океана // Берингийская суша и ее значение для развития голарктических флор и фаун в кайнозое: Тез. докл. Всесоюз. симпозиум. Хабаровск, 1973. С. 43–45.
- Лисицын А.П. Процессы современного осадкоаккумуляции в Беринговом море. М.: Наука, 1966. 551 с.
- Лисицын А.П. Процессы океанической седиментации. М.: Наука, 1978. 398 с.
- Литвинов Д.И. Геоботанические заметки о флоре Европейской России. М., 1891. 248 с.
- Литовка О.П., Железнов Н.К. Положения концепции создания Международного парка на Чукотке // Тр. Рабочего совещ. "Проблемы и пути сохранения экосистем севера Тихоокеанского региона". Петропавловск-Камчатский, 1991. С. 27–31.
- Личков Б.Л. К основам современной теории Земли. Л.: Недра, 1965. 74 с.
- Логачев Н.А., Ломоносова Т.К., Климанова В.М. Кайнозойские отложения Иркутского амфитеатра. М.: Наука, 1964. 195 с.
- Ложкин А.В. Радиоуглеродная хронология событий позднего плейстоцена и голоцена Западной Берингии // Берингийская суша и ее значение для развития голарктических флор и фаун в кайнозое: Тез. докл. Всесоюз. симпозиум. Хабаровск, 1973. С. 88–89.
- Ложкин А.В. Растительность Западной Берингии в позднем плейстоцене и голоцене // Берингия в кайнозое. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1976. С. 72–77.
- Ложкин А.В. Изменения климата и растительности Западной Берингии в позднем плейстоцене и голоцене // II Конгр. ИНКВА (Международ. союз по изуч. четвертич. периода): Тез. докл. М., 1982. Т. 1. С. 156.
- Ложкин А.В. Новые данные о возрасте четвертичных отложений в низовьях р. Индигирки // Докл. АН СССР. 1984. Т. 275, № 5. С. 1143–1146.
- Ломаченков В.С. Голоценовая трансгрессия и условия формирования россыпей на северном побережье Чукотского полуострова // Новейшая тектоника и палеогеография Советской Арктики в связи с оценкой минеральных ресурсов. Л., 1972. С. 12–25.
- Лориол Б., Грей Дж. Эволюция позднеликсонсинского ледникового щита в секторе Унгава. 2. Данные по поднятию морских и озерных береговых линий // II Конгр. ИНКВА (Международ. союз по изуч. четвертич. периода): Тез. докл. М., 1982. Т. 1. С. 157–158.
- Лосев К.С., Подгорная Л.И., Ушаков С.А. Палеогляциология Антарктиды (с позиций тектоники литосферных плит) // Антарктика. 1980. № 19. С. 16–22.
- Лосева Э.И. Средневалдайское море-озеро на западе Большеземельской тундры // Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода. 1978, № 48. С. 103–112.
- Лоуэнстам Г.А. Палеотемпературы пермского и мелового периодов // Проблемы палеоклиматологии. М.: Мир, 1968. С. 132–152.
- Лундквист Я. Новые данные по четвертичным оледенениям Швеции // Тр. Ин-та геологии и геофизики, СО АН СССР. 1981. № 494. С. 129–133.
- Лэмб Г.Г. Влияние атмосферы и океанов на изменения климата и развитие материкового оледенения // Проблемы палеоклиматологии. М.: Мир, 1968. С. 200–216.
- Любомиров А.С. Некоторые вопросы палеогеографического развития хребта Удокан // Препр. / Ин-т геол. наук АН УССР. 1980. № 13. С. 24–26.
- Майкелсон Д.М. Позднеликсонсинское оледенение центра и востока США // II Конгр. ИНКВА (Международ. союз по изуч. четвертич. периода): Тез. докл. М., 1982. Т. 1. С. 165–166.
- Майр Э. Систематика и происхождение видов. М.: Мир, 1947. 504 с.
- Майр Э. Зоологический вид и эволюция. М.: Мир, 1968. 598 с.
- Макеев В.М., Арсланов Х.А., Гарутт В.Е. Возраст мамонтов Северной Земли и некоторые вопросы

- палеогеографии позднейшего плейстоцена // Докл. АН СССР. 1979. Т. 245, № 2. С. 421–424.
- Макеев В.М., Малаховский Д.Б., Арсланов Х.А. и др. О каргинских морских отложениях архипелага Северная Земля в связи с вопросом о гляциоизостазии в западном секторе Арктики // Тр. Ленингр. о-ва естествоиспытателей. 1981. Т. 76, № 2. С. 23–27.
- Малых М.И. Современное оледенение Корякской горной системы // Изв. ВГО. 1958. Т. 90, вып. 6.
- Мари Г.М. Голоценовые уровни моря на атлантических берегах Европы и Африки – свидетели изостатических деформаций Земли // II Конгр. ИНКВА: Тез. докл. М., 1982. Т. 2. С. 172–173.
- Марков К.К. Исследование опорных разрезов новейших отложений территории СССР // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1978. № 6. С. 99–102.
- Марков К.К. Избранные труды. Палеогеография и новейшие отложения. М.: Наука, 1986. 278 с.
- Марков К.К., Величко А.А., Лазуков Г.И., Николаев В.А. Плейстоцен. М.: Высш. шк., 1968. 304 с.
- Марков К.К., Суетова И.А. Эвастатические колебания уровня океана // Основные проблемы изучения четвертичного периода. М., 1965.
- Мархинин Е.К. Роль вулканизма в формировании земной коры на примере Курильской островной дуги. М.: Наука, 1967. 256 с.
- Масайтис В.Л. Астрономические проблемы на территории СССР // Сов. геология. 1975. № 11. С. 52–64.
- Масайтис В.Л. Основные черты геологии астроблем СССР // Метеоритные структуры на поверхности планет. М.: Наука, 1979. С. 173–191.
- Матвеева О.В. К истории растительности четвертичного периода в Павлодарском Прииртышье // Тр. Ин-та геол. наук. Сер. геол. 1953. Вып. 141, № 58. С. 70–78.
- Материалы по истории флоры и растительности СССР. М.; Л., 1958. Вып. 3.
- Матис Э.Г. Насекомые Азиатской Берингии. М.: Наука, 1986. 311 с.
- Матис Э.Г., Глушкова Л.А. О современном распространении прямокрылых насекомых в приберингийской Азии // Берингийская флора и ее значение для развития голарктических флор и фаун в кайнозое: Тез. докл. Всесоюз. симпоз. Хабаровск, 1973. С. 117–119.
- Матис Э.Г., Глушкова Л.А. О зоогеографическом своеобразии Северо-Востока СССР и роли Берингии в становлении современной фауны насекомых на примере прямокрылых и некоторых жуков-листоедов // Берингия в кайнозое. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1976. С. 418–424.
- Матюшкин Е.Н. Рыси Голарктики // Млекопитающие: Исследования по фауне Советского Союза. М.: Изд-во МГУ, 1979. С. 76–162.
- Матюшкин Е.Н. Особенности зонального распространения хищных млекопитающих в Евразии и Северной Америке // Общая и региональная териогеография. М.: Наука, 1988. С. 75–132.
- Медведев Г.И. Палеолитические обитатели юга Сибирского плоскогорья и древние культуры Северной Америки // Позднеплейстоценовые и раннеголоценовые культурные связи Азии и Америки. Новосибирск, 1983.
- Мейган К. Археология Тихоокеанского побережья США // Четвертичный период в США. М.: Мир, 1969. Т. 2. С. 345–364.
- Мейен С.В. Из истории растительных династий. М.: Наука, 1971. 126 с.
- Мейер М. Ледники и климат // Четвертичный период в США. М.: Мир, 1968. Т. 1. С. 560–576.
- Мекаев Ю.А. Зоогеографические комплексы Евразии. Л.: Наука, 1987. 125 с.
- Мелекесцев И.В., Брайцева О.А., Эрлих Э.Н. и др. Камчатка, Курильские и Командорские острова. М.: Наука, 1974. 438 с.
- Мензбир М.А. Очерк истории фауны европейской части СССР. М., Л.: Биомедгиз, 1934. 221 с.
- Меновицков Г.А. Местные названия на карте Чукотки. Магадан: Кни. изд-во, 1972. 206 с.
- Мерклин Р.Л., Петров О.М., Хопкинс Д.М., Мак-Нейл Ф.С. Попытка корреляции позднекайнозойских морских осадков Чукотки, Северо-Восточной Сибири и Западной Аляски // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1964. № 10. С. 45–57.
- Мёрнер Н.А. Обмеление моря, засухи и вымирание млекопитающих // Катастрофы и история Земли: Новый униформизм. М.: Мир, 1986. С. 388–393.
- Мёрнер Н.А., Миха Д., Амбросмус Х. Основные геологические рубежи последних шести миллионов лет // II Конгр. ИНКВА (Международ. союз по изуч. четвертич. периода): Тез. докл. М., 1982. Т. 1. С. 175–176.
- Миддендорф А.Ф. Путешествие на север и восток Сибири. Ч. II, отд. 5. Сибирская фауна. СПб., 1877. 251 с.
- Миланкович М. Математическая климатология и астрономическая теория колебаний климата. М.; Л., 1939. 240 с.
- Мильнер А.Р. Биогеография хвостатых амфибий в мезозое и раннем кайнозое: Кладогенетическо-викариантная модель // Биосфера: Эволюция: Пространство: Время. М.: Прогресс, 1988. С. 368–399.
- Мокроусов В.П., Садовский Н.Д. Основные данные по стратиграфии четвертичных отложений Камчатки // Материалы Межвед. совещ. по разраб. унифицир. стратигр. схем Сахалина, Камчатки и Курильских островов. М., 1961.
- Мокроусов В.П., Садовский Н.Д. Четвертичная система // Геология СССР. М.: Наука, 1964. Т. 31: Камчатка, Курильские и Командорские острова. С. 220–234.
- Монин А.С. Вращение Земли и климат. Л., 1972. 78 с.
- Монин А.С., Шишков Ю.А. История климата. Л.: Гидрометеоиздат, 1979. 407 с.
- Монозон М.Х. Флора маревых в плейстоценовых отложениях европейской территории СССР // Палинология четвертичного периода. М.: Наука, 1985. С. 25–44.
- Мордович В.Г. Степные экосистемы. Новосибирск: Наука, 1982. 206 с.

- Морская биология: Тез. докл. XIV ТНХ. М., 1979. 118 с.
- Морская геология: Тез. докл. XIV ТНХ. М., 1979. 102 с.
- Мотузко А.Н. Фауна млекопитающих верхнего плиоцена, нижнего и начала среднего плейстоцена внеледниковой области Западной Сибири и ее палеогеографическое значение: Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. М., 1971. 21 с.
- Мочанов Ю.А., Федосеева С.А. Археология Арктики и берингоморские этнокультурные связи Старого и Нового Света в голоцене // Берингийская суша и ее значение для развития голарктических флор и фаун в кайнозое: Тез. докл. Всесоюз. симпозиум. Хабаровск, 1973. С. 196–199.
- Мочанов Ю.А., Федосеева С.А. Основные этапы древней истории Северо-Восточной Азии // Берингия в кайнозое. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1976. С. 515–539.
- Муратова М.В. История развития растительности и климата Юго-Восточной Чукотки в неоген-плейстоцене. М.: Наука, 1973. 168 с.
- Мусатов Е.Е. Геоморфологическое районирование палеошельфа Ямала и Гыдана по космическим снимкам // Космологические методы исследований в Арктике. Л., 1984. С. 67–83.
- Мягков С.М. Глобальное климатическое влияние оледенения Антарктиды // Вестн. МГУ. Сер. 5, География. 1978. № 4. С. 110–113.
- Надлер Ч.Ф., Хоффман Р.С., Воронцов Н.Н., Сукерник Р.И. Эволюционные связи некоторых берингийских млекопитающих // Берингия в кайнозое. Владивосток, 1976. С. 325–336.
- Наймарк А.А. Основные моменты истории новейших тектонических движений на территории Крайнего Северо-Востока // Тектонические движения и новейшие структуры земной коры. М., 1967. С. 76–79.
- Насимович А.А. Экологические последствия включения нового вида в материковые биогеоценозы // Зоол. журн. 1966. Т. 45, № 11. С. 1593–1599.
- Насимович А.А. Сравнительная эффективность использования пастбищ домашними и дикими копытными // Экология. 1970. № 1. С. 8–17.
- Насимович А.А. Африканский слон. М.: Наука, 1975. 56 с.
- Насонов Н.В. Географическое распространение диких баранов Старого Света. Пг.: Изд-во Рос. Акад. наук, 1923. С. 124–138.
- Наталин Б.А. Эвгеосинклинальные зоны Чукотки и Аляски // Конетинентальные окраины, островные дуги и структурные элементы дна Тихого океана: Тез. докл. XIV ТНХ. М., 1979. С. 34–35.
- Наташов Л.М., Симонова Л.С., Славский А.П., Сурмилова Е.П. Позднемезозойская история Северо-Востока СССР как следствие взаимодействия Евразии с Тихим океаном // Морская геология: Тез. докл. XIV ТНХ. М., 1979. С. 100.
- Невеская Л.А. Развитие органического мира в плиоцене и плейстоцене и граница четвертичной и неогеновой систем // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1982. № 7. С. 15–22.
- Невертдинова Т.Л., Терехова В.Е. Диатомовая флора в кайнозойских отложениях Нижне-Анадырской впадины // Берингийская суша и ее значение для развития голарктических флор и фаун в кайнозое: Тез. докл. Всесоюз. симпозиум. Хабаровск, 1973. С. 108–110.
- Нейштадт М.И., Тюлина Л.Н. К истории четвертичной и послечетвертичной флоры района р. Майн, притока Анадыря // Тр. Аркт. ин-та. 1936. № 40. С. 3–67.
- Некрасов И.А. О происхождении и истории котловины озера Эльгыгытгын // Геология и геофизика. 1963. № 1. С. 47–59.
- Некрасов И.А., Раудонис П.А. Метеоритные кратеры // Природа. 1963. № 1.
- Некрасов И.А., Саягин А.К. Геолого-географические условия и характеристика многолетнемерзлых горных пород в центральной части Анадырского плоскогорья (район оз. Эльгыгытгын). Анадырь, 1957. 34 с.
- Нельсон Г. Викарианс и кладирика: Историческая ретроспектива и выводы на будущее // Биосфера: Эволюция: Пространство: Время. М.: Прогресс, 1988. С. 400–422.
- Немкова В.К. Стратиграфия позднего и последнеплейстоценовых отложений Предуралья // К истории позднего плейстоцена и голоцена Южного Урала и Предуралья. Уфа, 1978. С. 4–45.
- Нечаев А.П. Работа льда. М.: Сытин, 1908. 96 с.
- Нечаева Н.Т. Влияние выпаса на пастбища Кара-Кумов как основа пастбищеоборота // Пустыни СССР и их освоение. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1954. Вып. 2. С. 303–369.
- Никитин В.П. Неогеновые флоры Северо-Востока СССР // Континентальные третичные толщи Северо-Востока. Новосибирск: Наука, 1979. С. 130–149.
- Никифорова К.В., Алексеев М.Н., Азирре Э. Нижняя граница четвертичной (атропогеновой) системы // II Конгр. ИНКВА: Тез. докл. М., 1982а. Т. 2. С. 204–205.
- Никифорова К.В., Алексеев М.Н., Краснов И.И., Шанцер В.В. Нижняя граница четвертичной (антропогеновой) системы // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1982б. № 7. С. 9–14.
- Никишин Н.А. Особенности развития берегов Соловецких островов в голоцене // Вестн. МГУ. Сер. 5, География. 1984. № 5. С. 55–57.
- Николаева Т.В. Новейшие данные по стратиграфии четвертичных отложений Комсомольского района // Сов. геология. 1959. № 11. С. 96–102.
- Никольская В.В. Дальний Восток: Физико-географическая характеристика. М.: Наука, 1961. С. 59–93.
- Никольская М.В., Кинд Н.В., Сулержский Л.Д., Черкасова М.Н. Геохронология и палеофитогеографические характеристики голоцена Таймыра // Геохронология четвертичного периода. М.: Наука, 1980. С. 176–183.

- Никонов А.А. Современные вертикальные движения земной коры Северной Америки // Геотектоника. 1978. № 6. С. 110–119.
- Новейшие отложения и палеогеография плейстоцена Чукотки. М.: Наука, 1980. 295 с.
- Новодворская И.М., Яновская Н.М. Берингия и млекопитающие в палеогене // Берингийская суша и ее значение для развития голарктических флор и фаун в кайнозое: Тез. докл. Всесоюз. симпоз. Хабаровск, 1973. С. 24–27.
- Новодворская И.М., Яновская Н.М. Берингия и млекопитающие в палеогене // Берингия в кайнозое. Владивосток, 1976. С. 215–221.
- Обручев В.А. Признаки ледникового периода в Северной и Центральной Азии // Бюл. комис. по изуч. четвертич. периода. 1931. № 3. С. 43–120.
- Обручев С.В. Орографический очерк Чукотского округа // Тр. Аркт. ин-та. 1936. Т. 54. С. 24–36.
- Обручев С.В. Древнее оледенение и четвертичная история Чукотского округа // Изв. АН СССР. 1939. Т. 2. С. 14–18.
- Обручев С.В. По горам и тундрам Чукотки. Магадан: Кн. изд-во, 1974. 239 с.
- Овандер М.Г., Башилаев Д.К. Особенности последнего позднплейстоценового оледенения Верхоянья // Развитие природы территории СССР в позднем плейстоцене и голоцене. М., 1982. С. 74–77.
- Оводов Н.Д. Позднеантропогенная фауна млекопитающих (Mammalia) юга Уссурийского края // Фауна и систематика позвоночных Сибири. Новосибирск: Наука, 1977. С. 157–177.
- Огнев С.И. Млекопитающие Северо-Востока Сибири. Владивосток: Кн. дело, 1926. 199 с.
- Одинец Г.Ф., Тихомиров С.В. Четвертичные отложения нижней части долины р. Енисей // Изв. вузов. Геология и разведка. 1983. № 7. С. 21–31.
- Одум Ю. Основы экологии. М.: Мир, 1975. 740 с.
- Окишев П.А. Позднплейстоценовое оледенение Алтая и некоторые аспекты палеогеографии постмаксимальной фазы его эволюции // Развитие природы территории СССР в позднем плейстоцене и голоцене. М., 1982. С. 63–68.
- Окладников А.П. Центральная Азия и проблема заселения Американского континента человеком // Берингийская суша и ее значение для развития голарктических флор и фаун в кайнозое: Тез. докл. Всесоюз. симпоз. Хабаровск, 1973. С. 190–191.
- Определитель насекомых европейской части СССР. М.; Л.: Наука. Т. 1. 1964. 936 с.; Т. 2. 1965. 668 с.
- Орлова Л.А. Радиоуглеродный возраст ископаемых остатков мамонта на территории СССР // Изв. СО АН СССР. Сер. обществ. наук 1979. № 6/2. С. 89–97.
- Осадчий С.С. К проблеме соотношения пливиальных и ледниковых эпох на территории Забайкальского Севера // Позднекайнозойская история озер в СССР. Новосибирск, 1982. С. 62–71.
- Павлова М.В. *Cervus tcherekensis* n. sp. и *Alces maloticus* n. sp. // Ежегодник Рус. палеонтол. о-ва. 1926. Т. 4. С. 45–72.
- Палеогеография Европы за последние сто тысяч лет: Атлас-монография / Ред. И.П. Герасимов, А.А. Величко. М.: Наука, 1948. 156 с.
- Панов Д.Г. Палеогеография Советской Арктики в четвертичное время // Проблемы палеогеографии четвертичного периода. М.; Л., 1946. С. 60–96.
- Паньчев В.А. Радиоуглеродная хронология аллювиальных отложений Предалтайской равнины // Тр. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР. 1979. № 451. С. 1–103.
- Паракецов К.В. Четвертичные отложения района Чаунской губы // Зап. Чукот. краевед. муз. Магадан, 1961. Вып. 2. С. 45–54.
- Патерсон У.С.В. Физика ледников. М.: Мир, 1972. 112 с.
- Паттен Ч.У. Нефтегазоносная провинция Бристольского залива // Перспективные нефтегазоносные провинции Соединенных Штатов Америки. М.: Недра, 1974. С. 70–73.
- Патык-Кара Н.Г., Морозова Л.Н., Бирюков В.Ю., Новиков В.Н. Новые данные по структурно-геоморфологическому строению приморских равнин и шельфа восточно-арктических морей СССР // Геоморфология. 1980. № 3. С. 91–98.
- Пахомов М.М. Палеогеографические аспекты истории растительности гор Средней Азии (на примере Памиро-Алая) // Ботан. журн. 1980. Т. 65, № 8. С. 1138–1147.
- Пахомов М.М., Шофман И.Л., Прокончук Б.И. Неогеновые флоры западной окраины Берингии и их сравнение с современной флорой Тихоокеанского побережья // Твердая оболочка Земли: Стратиграфия и палеобиогеография кайнозоя Тихоокеан. кольца: Тез. докл. XIV ТНХ. М., 1979.
- Певе Т.Л., Журно А. Происхождение и характер лессовидных суглинков юга Центральной Якутии // II Конгр. ИНКВА (Междунар. союз по изуч. четвертич. периода): Тез. докл. М., 1982. Т. 1. С. 205–206.
- Певе Т., Хопкинс Д., Гиддингс Дж. Четвертичная геология и археология Аляски // Четвертичный период в США. М.: Мир, 1968. Т. 1. С. 421–448.
- Перниодизация и геохронология плейстоцена: Материалы к симпоз. Л., 1970.
- Перри Р. Мир белого медведя. Л., 1974.
- Петров О.М. Стратиграфическая схема четвертичных отложений Чукотского полуострова // Тр. Межвед. совещ. по разраб. унифицир. стратигр. схем Северо-Востока СССР. Магадан, 1959. С. 472–475.
- Петров О.М. К истории развития рельефа приморских равнин Чукотского полуострова / Отд. геол.-геогр. наук. Геоморфол. комис. М., 1960.
- Петров О.М. Стратиграфия четвертичных отложений южной и восточной частей Чукотского полуострова // Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода. 1963. № 28.

- Петров О.М. Палеогеография Чукотского полуострова в позднем неогене и четвертичном периоде // Антропогенный период в Арктике и Субарктике. М., 1965. С. 24–30.
- Петров О.М. Стратиграфия и фауна морских моллюсков четвертичных отложений Чукотского полуострова. М.: Наука, 1966. 258 с. (Тр. Геол. ин-та АН СССР; Вып. 155).
- Петров О.М. Геологическая история Берингова пролива в позднем кайнозое // Берингийская суша и ее значение для развития голарктических флор и фаун в кайнозое: Тез. докл. Всесоюз. симпозиум. Хабаровск, 1973. С. 39–40.
- Петров О.М. Геологическая история Берингова пролива в позднем кайнозое // Берингия в кайнозое. Владивосток, 1976. С. 28–32.
- Петровский В.В., Жукова П.Х. Полиплоиды и диплоиды во флоре сосудистых растений острова Врангеля // Ботан. журн. 1983. Т. 68, № 6. С. 749–760.
- Петровский В.В., Королева Т.М. Флористические находки на Западной Чукотке // Там же. 1975. Т. 60, № 11. С. 1034–1042.
- Пидопличко Н.Г. О ледниковом периоде. Киев: Изд-во АН УССР. Т. 2. 1951. 260 с.; Т. 3. 1954. 220 с.
- Пидопличко Н.Г. Современные проблемы и задачи изучения истории фауны и среды их обитания // Природная обстановка и фауна прошлого. Киев: Наук. думка, 1963. Вып. 1.
- Пидопличко Н.Г. Позднепалеолитические жилища из костей мамонта на Украине. Киев: Наук. думка, 1969. 162 с.
- Пинчук Л.Я. История формирования рельефа восточной части Северо-Сибирской низменности и прилегающих территорий Средне-Сибирского плоскогорья // Северный Ледовитый океан и его побережье в кайнозое. Л., 1970. С. 453–456.
- Пиотровская Т.Ю., Афонская Л.Г. Особенности размещения четвертичного оледенения в пределах хребтов Удокан-Становой области // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1982. № 1. С. 66–75.
- Пирумова Л.Г., Рыбакова Н.О. Микропалеофитологическое исследование четвертичных отложений Арктической Якутии // Палеогеография плейстоцена Дальнего Востока и его морей. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1978. С. 55–63.
- Платоненков А.Н. К вопросу о геологическом строении осадочного чехла шельфа Анадырского залива (по сейсмическим данным) // Мор. геология и геофизика. 1976. № 1. С. 28–36.
- Плахт И.Р. Стратиграфия и геониз кайнозойских отложений восточного побережья моря Лаптевых // Исследования прибрежных равнин и шельфа арктических морей. М., 1979. С. 47–60.
- Плетнев С.П. К стратиграфии и палеогеографии позднеплейстоценовых отложений подводной возвышенности Ямато (Японское море) // Палеонтология и стратиграфия кайнозойских отложений Японского и Филиппинского морей. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1978. С. 94–102.
- Плетнев С.П. Реконструкция природной обстановки Японского моря в позднем плейстоцене (20 000–15 000 лет назад) // Тез. докл. XIV Тихоокеан. науч. конгр. М., 1979а. С. 187–188.
- Плетнев С.П. Корреляция донных отложений и палеогеографические этапы развития Японского моря в позднем плейстоцене–голоцене: Автореф. дисс. ... канд. геогр. наук. М., 1979б. 23 с.
- Плетнев С.Л., Деркачев А.Н. О роли Корейского пролива в палеогеографии Японского моря (поздний плейстоцен–голоцен) // Развитие природной среды в плейстоцене (юг Дальнего Востока). Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1981. С. 135–142.
- Победоносцев С.В. Современные вертикальные движения земной коры побережья морей азиатской части СССР // Современные движения земной коры: Теория, методы, прогноз. М., 1980. С. 129–133.
- Покайлов А.Г. Комплексы мелких млекопитающих плейстоценовых и антропогенных отложений Забайкалья // Геология и геофизика. 1966. № 8. С. 65–73.
- Полежаев А.Н. Изменение растительности зимних оленьих пастбищ Чукотского автономного округа под влиянием выпаса: Автореф. дисс. ... канд. биол. наук. Свердловск, 1978. 24 с.
- Полежаев А.Н. Пути интенсификации и повышения экологической эффективности северного оленеводства. Магадан: Кн. изд-во, 1986. 45 с.
- Полосухина З.М. Изменения в растительном покрове и климате в эпоху первого среднеплейстоценового похолодания в пределах Колымского нагорья // Палинологические методы в палеогеографии и стратиграфии: Материалы III Межвед. семинара по палинол. исслед. Магадан, 1982. С. 128–137.
- Полякова Е.И. Экологическая и систематическая характеристика позднекайнозойской диатомовой флоры Северной Чукотки // Систематика, экология водорослей и их значение: Тез. докл. II Всесоюз. палеонтол. совещ. Киев, 1981. С. 128–130.
- Поносов В.В. О некоторых костях ископаемых слонов из коллекции музея Хайлунцзянской провинции в Харбине // Vertebrata Palasiatica. 1959. Vol. 3, N 3. P. 38–46.
- Попов А.И. Находки ископаемых трупов млекопитающих в мерзлых слоях плейстоцена Северо-Восточной Сибири // Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода. 1948. № 13. С. 74–75.
- Попов А.И. Подземный лед. М.: Изд-во МГУ, 1965.
- Попов А.И. Генезис и палеогеографические условия образования осадочно-криогенного (едомного) комплекса на приморских равнинах Субарктики // II Конгр. ИНКВА: Тез. докл. М., 1982. Т. 3. С. 259–260.
- Попов М.Г. Основы флорогенетики. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 135 с.
- Попов А.И. Характерные особенности палинологических комплексов кайнозойских отложений Якутии // Тр. X науч. конф. инж.-техн. фак. Якут. ун-та. Якутск, 1968.
- Попов А.И. К истории растительности Северной Якутии в кайнозое (по палинологическим данным) // Северный Ледовитый океан и его побережье в кайнозое. Л., 1970. С. 467–470.

- Попова С.М. К познанию палеогеновых и неогеновых пресноводных моллюсков Прибайкалья и юга Советского Дальнего Востока // Тр. Лимнол. ин-та. 1964. Т. 4, вып. 24. С. 151–271.
- Портенко Л.А. Фауна Анадырского края. Л.: Изд-во Главсевморпути, 1939. Т. 1. 148 с.
- Портенко Л.А. Берингийские связи между Евразией и Северной Америкой в представлении зоогеографов // Северный Ледовитый океан и его побережье в кайнозое. Л., 1970. С. 530–536.
- Портенко Л.А. Птицы Чукотского полуострова и острова Врангеля: В 2 т. Л.: Наука, 1972–1973. Т. 1. 422 с.; Т. 2. 323 с.
- Потапов Р.Л. Роль Берингийской суши в истории семейства тетеревиных Tetraonidae // Северный Ледовитый океан и его побережье в кайнозое. Л., 1970. С. 537–541.
- Придатко В.И. Изменчивость экстерьерных признаков млекопитающих о. Врангеля // Вестн. зоологии. 1984. № 5. С. 66–70.
- Проблемы зоогеографии суши. Львов: Изд-во Львов ун-та, 1958. 357 с.
- Проблемы изучения четвертичного периода: Тез. докл. конф. Хабаровск, 1968.
- Проблемы палеогеографии четвертичного периода. М.; Л., 1946.
- Проблемы палеоклиматологии. М.: Мир, 1968. 288 с.
- Проблемы реликтов во флоре СССР: Тез. совещ. М.; Л., 1938. Вып. 1.
- Прядко Э.И. Пути формирования и зоогеографический анализ гельминтофауны оленей // Изв. АН КазССР. Сер. биол. 1972. № 4. С. 39–45.
- Прядко Э.И. Гельминты оленей. Алма-Ата: Наука, 1976. 219 с.
- Пуминов А.П., Дегтяренко Ю.П. О динамике береговых линий восточно-арктических морей СССР в кайнозое // Измерения уровня моря. М., 1982. С. 157–167.
- Пуминов А.С., Дегтяренко Ю.П., Ломаченков В.С. Неотектоника, палеогеография и процессы россыпеобразования на севере Чукотки в кайнозое // Новейшая тектоника и палеогеография советской Арктики в связи с оценкой минеральных ресурсов. Л., 1972. С. 42–71.
- Пуминов А.С., Дегтяренко Ю.П., Ломаченков В.С. Позднекайнозойская история побережья Чукотского моря и Чукотского шельфа в связи с формированием россыпей // Геология моря. Л., 1973. Вып. 2. С. 11–18.
- Путурская озерная провинция / Отв. ред. Ю.П. Пармузин, Л.Н. Тюлина. Новосибирск: Наука, 1975. 199 с.
- Пушкарь В.С. Биостратиграфия донных осадков по диатомеям // Геологическая история Берингова моря. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1981. С. 26–29.
- Равский Э.И. Осадконакопление и климаты Внутренней Азии в антропогене. М.: Наука, 1972. 184 с.
- Райт Г., Руз Р. Оледенение Миннесоты и Айовы // Четвертичный период в США. М.: Мир, 1968. Т. 1. С. 44–68.
- Ранкорн С.К. Связь палеомагнетизма с палеоклиматами // Проблемы палеоклиматологии. М.: Мир, 1968. С. 95–103.
- Растительность СССР. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1938. Вып. 1. 386 с.
- Рауш Р.Л. О зоогеографии некоторых млекопитающих // Первый Междунар. конгр. по млекопитающим. М.: ВИНТИ, 1974. С. 151–152.
- Рауш Р.Л. О зоогеографии некоторых берингийских млекопитающих // Успехи современной териологии. М.: Наука, 1977. С. 162–177.
- Ревин Ю.В., Сопин Л.В., Железов Н.К. Снежный баран. Новосибирск: Наука, 1988. 190 с.
- Решетников Ю.С. Экология и систематика сиговых рыб. М.: Наука, 1980. 300 с.
- Решетов В.Ю. Раннетретичные тапирообразные Монголии и СССР. М.: Наука, 1979. 144 с.
- Решетов В.Ю., Трофимов Б.А. Основные этапы развития млекопитающих в Азии // Палеонтология, стратиграфия: XXVI Междунар. геол. конгр.: Докл. сов. геологов. М.: Наука, 1980. С. 114–121.
- Рид Э., Дриссен В., Бейн С. и др. Плейстоцен Небраски и Северного Канзаса // Четвертичный период в США. М.: Мир, 1968. Т. 1. С. 221–240.
- Ричмонд Дж. Оледенение скалистых гор // Там же. 1968. Т. 1. С. 263–285.
- Ричмонд Дж., Фрикселл Р., Нефф Дж. и др. Кордильерский ледниковый покров северных Скалистых гор и четвертичная история Колумбийского плато // Там же. 1968. Т. 1. С. 286–304.
- Родаль К. Север. М., 1958. 208 с.
- Рождественский А.К. Некоторые местонахождения древнетретичных млекопитающих в Монголии // Докл. АН СССР. 1949. Т. 66, № 3. С. 463–466.
- Рождественский А.К. Краткие итоги изучения ископаемых позвоночных Монголии по материалам Монгольской палеонтологической экспедиции АН СССР (1946–1949 гг.) // Vertebrata Palasiatica. 1957. Vol. 1, N 3. P. 169–185.
- Росс Р. Эндемизм и космополитизм диатомовых водорослей Великих озер Восточной Африки // Биосфера: Эволюция. Пространство. Время. М.: Прогресс, 1988. С. 142–156.
- Рубинштейн Е.С., Полозова Л.Г. Современное изменение климата. Л., 1965. 184 с.
- Русанов Б.С. Биостратиграфия кайнозойских отложений Южной Якутии. М.: Наука, 1968. 459 с.
- Руттен М. Происхождение жизни. М.: Мир, 1973. 406 с.
- Рухин Л.Б. Основы общей палеогеографии. Л.: Гостоптехиздат, 1959. 557 с.
- Рыбакова Н.О. Микропалеоботаническая характеристика четвертичных отложений арктической Якутии // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 1962, № 6.

- Рыбакова Н.О. Результаты палинологического изучения четвертичных отложений арктической Якутии // Палинология плейстоцена. М.: Наука, 1972.
- Рыбакова Н.О. Спорово-пыльцевые спектры верхнечетвертичных отложений Яно-Инди́гирской низменности // Палинологические исследования на Северо-Востоке СССР: Материалы I Межд. семинара по палинол. исслед. на Дал. Востоке. Владивосток, 1978. С. 62–66.
- Рыбакова Н.О., Пирумова Л.Г. О смене природных условий арктической Якутии в плиоцен–плейстоцене (по микропалеофитологическим данным) // Палеонтология: Материалы науч. заседаний секц. палеонтологии МОИП за 1977–1978 гг. М., 1980. С. 51–52.
- Рыжов И.Н. Неотектоника и морфоструктура Европейского Севера СССР // Тр. Ин-та геологии Коми фил. АН СССР. 1983. № 44. С. 39–40.
- Рычков Ю.Г. Генетико-антропологические аспекты проблемы "Человек и среда" в области Берингии // Берингийская суша и ее значение для развития голарктических флор и фаун в кайнозое: Тез. докл. Всесоюз. симпози. Хабаровск, 1973. С. 187–189.
- Рычков Ю.Г., Шереметьева В.А. Генетико-антропологические аспекты проблемы "Человек и среда" в области Берингии // Берингия в кайнозое. Владивосток, 1976а. С. 476–484.
- Рычков Ю.Г., Шереметьева В.А. Генетика циркумполярных популяций Евразии в связи с проблемой адаптации человека // Ресурсы биосферы: (Итоги сов. исслед. по Междунар. биол. программе): Адаптация человека. Л.: Наука, 1976б. Вып. 3. С. 10–41.
- Рэй Г.К. Обсуждение концепции морского биосферного заповедника: Что и как может быть сделано // Биосферные заповедники. Л.: Гидрометеоиздат, 1977. С. 252–263.
- Садковский В.И. Логико-методологический анализ "общей теории систем" Л. фон Берталанфи // Проблемы методологии системного исследования. М.: Мысль, 1970. С. 411–442.
- Саидова Х.М. Стратиграфия осадков и палеогеография северо-западного сектора Тихого океана по донным фораминиферам // Докл. XXI Междунар. геол. конгресса. Пробл. Х. Морская геология. М., 1960. С. 59–68.
- Саидова Х.М. Экология фораминифер и палеогеография дальневосточных морей СССР и северо-западной части Тихого океана. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 232 с.
- Саидова Х.М. Биомасса и количественное распределение живых фораминифер в районе Курило-Камчатского желоба // Докл. АН СССР. 1967. Т. 174, № 1. С. 207–209.
- Саидова Х.М. Стратиграфия и палеогеография голоцена Чукотского моря и Берингова пролива по фораминиферам // Проблемы геоморфологии литологии и литодинамики шельфа. М., 1982. С. 92–115.
- Сакс В.Н. Новые данные к стратиграфии четвертичных отложений Таймырской депрессии // Там же. 1947. Т. 7, № 2. С. 175–178.
- Сакс В.Н. Четвертичный период в Советской Арктике. Л.: Изд-во Главсевморпути, 1948. 181 с.
- Сакс В.Н. Четвертичный период в Советской Арктике. М.; Л.: Водотрансиздат, 1953. 627 с. (Тр. НИИГА; Т. 77).
- Салов И.Н. Обоснование стратиграфии нижнего и среднего плейстоцена северо-запада Русской равнины // Плейстоценовые оледенения Восточно-Европейской равнины. М.: Наука, 1981. С. 82–86.
- Самылина В.А. Раннемеловые флоры Северо-Востока СССР. Л., 1974. (Комаров. чтения; Вып. 27).
- Свиточ А.А. Строение и возраст морских террас Нижне-Анадырской низменности // Берингия в кайнозое. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1976. С. 67–71.
- Свиточ А.А. Верхнеплейстоценовые и голоценовые отложения Чукотки и их радиоуглеродный возраст // Докл. СССР. 1977. Т. 232, № 2.
- Свиточ А.А. Палеогеография юго-западной части Чукотки в новейшее время // Палеогеография плейстоцена Дальнего Востока и его морей. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1978. С. 21–27.
- Свиточ А.А. Плейстоценовые оледенения Чукотки и трансгрессии Берингова моря // XIV Тихоокеан. науч. конгр., Хабаровск, 1979: Тез. докл. М., 1979. С. 193–194.
- Свиточ А.А., Агаджанян А.К., Боярская Т.Д. и др. Новые данные по разрезу новейших отложений реки Осиновой // Берингийская суша и ее значение для развития голарктических флор и фаун в кайнозое: Тез. докл. Всесоюз. симпози. Хабаровск, 1973. С. 103.
- Свиточ А.А., Базилевская Л.И., Боярская Т.Д. Новейшие отложения и палеогеография острова Айон (Чаунская губа) // Докл. АН СССР. 1979. Т. 24, № 6. С. 1462–1466.
- Свиточ А.А., Базилевская Л.И., Боярская Т.Д. и др. Развитие побережья и верхней части шельфа Юго-Восточная Чукотки в плейстоцене // Геоморфология и палеогеография шельфа: Материалы 12-го пленума Геоморфол. комис. М., 1978. С. 211–218.
- Свиточ А.А., Емелина Н.В. Определение Са/Mg отношения в скелете раковин плейстоценовых моллюсков Чукотки // Новейшая техника, новейшие отложения и человек. М., 1980. № 7. С. 173–177.
- Север Дальнего Востока. М., 1970. 488 с.
- Северный Ледовитый океан и его побережье в кайнозое. Л., 1970. 382 с.
- Северцов А.Н. Морфологические закономерности эволюции. Л.; М.: Изд-во АН СССР, 1949. 536 с.
- Северцов Н.А. Вертикальное и горизонтальное распределение туркестанских животных // Изв. О-ва любителей естествознания, антропологии и этнографии. 1873. Т. 8, вып. 2. С. 157.
- Седов Р.В. К ледникам Северо-Востока СССР. Магадан: Кн. изд-во, 1986. 223 с.
- Семенов-Тянь-Шанская А.М. Биология растений и динамика растительности меловых обнажений по р. Деркул // Тр. БИН АН СССР. Сер. III (Геоботаника). 1954. Вып. 9. С. 31–74.

- Сергин С.Я., Щеглова М.С. Теоретическая реконструкция климата Берингийской суши в ледниковые эпохи // Берингийская суша и ее значение для развития голарктических флор и фаун в кайнозое: Тез. докл. Всесоюз. симпозиум. Хабаровск, 1973. С. 68–70.
- Сергин С.Я., Щеглова М.С. Климат Берингии в ледниковые эпохи как следствие влияния местных и глобальных факторов // Берингия в кайнозое. Владивосток, 1976. С. 171–175.
- Сердюк В.А. Арктический сулик. Владивосток, 1986. 138 с.
- Серебрянный Л.Р. Концепция материкового оледенения на современном этапе // Палеогеография областей скандинавских материковых оледенений. Л., 1979. С. 3–9.
- Серебрянный Л.Р. Прогресс палеогляциологии: (К итогам XI Конгр. ИНКВА) // XI Конгр. ИНКВА: Итоги и перспективы. М.: Наука, 1985. С. 23–28.
- Серебрянный Л.Р., Сетунская Л.Е. Основные закономерности современной тектоники северо-запада Русской равнины // Современные движения земной коры: Теория, методы, прогноз. М., 1980. С. 103–109.
- Сетров М.И. Организация биосистем. Л.: Наука, 1971. 275 с.
- Сидоренков Н.С. Неправильности вращения Земли как возможные показатели глобального водообмена // Колебания уровня морей и океанов за 15 000 лет. М., 1982. С. 85–93.
- Симпсон Дж. Великолепная изоляция. М.: Мир, 1983. 255 с.
- Синицын В.М. Палеогеография Азии. М.; Л.: ОГИЗ; Сельхозгиз, 1948. 527 с.
- Синицын В.М. Палеогеография Азии. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1962. 267 с.
- Синицын В.М. Введение в палеоклиматологию. Л.: Недра, 1967. 232 с.
- Синицын В.М. Эволюция зональности Северного полушария и проблема перемещения континентов // Вестн. ЛГУ. Геология, география. 1972. № 12, вып. 2. С. 5–20.
- Синицын В.М. Климат латерита и боксита. Л.: Недра, 1976. 152 с.
- Системные исследования. М.: Наука, 1972. 316 с.
- Скворцов А.К. Ива пятитычинковая (*Salix pentandra*) и родственные ей виды // Тр. МОИП. 1960. Вып. 3. С. 17–28.
- Скиба Л.А. История развития растительности Камчатки в позднем кайнозое. М.: Наука, 1975. (Тр. Геол. ин-та АН СССР; Вып. 276).
- Скиба Л.А., Хорева И.М. О верхнеплейстоценовых и голоценовых отложениях острова Карагинского // Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода. 1966. № 32. С. 103–108.
- Смирнова В.М. О нижней границе позднего плейстоцена в бассейне среднего течения рек Северной Двины и Вычегды // Докл. АН СССР. 1981. Т. 257, № 4. С. 971–975.
- Смирнова Т.И. Фрагменты истории растительности Северо-Западного Приохотья в раннем плейстоцене // Палинологические методы в палеогеографии и стратиграфии: Материалы III Межвед. семинара по палинол. исслед. Магадан, 1982. С. 138–144.
- Смирнова Т.И., Анянзева Э.Г. Палинологические и литологические особенности раннеплейстоценовых ледниковых отложений Северо-Западного Приохотья // Тр. Зап.-Сиб. н.-и, геол.-развед. нефт. ин-та. 1983. № 179. С. 76–79.
- Соколов В.Е. Систематика млекопитающих. М.: Высш. шк. 1973. 430 с.
- Соколов В.Е. Систематика млекопитающих. М.: Высш. шк. 1979. 528 с.
- Соколов И.И. Опыт естественной классификации полорогих // Тр. Зоол. ин-та АН СССР. 1953. Т. 14. С. 1–295.
- Соловьев В.А., Станицева О.Н. Природная обстановка времени формирования едомной толщи на Северо-Востоке СССР // Основные проблемы палеогеографии позднего кайнозоя Арктики. Л., 1983. С. 203–317.
- Соломатин В.И. Пластовые льды как показатель условий плейстоценовых оледенений севера Западной Сибири // Общее мерзлотоведение: Материалы III Междунар. конф. по мерзлотоведению. Новосибирск, 1978. С. 102–112.
- Сопин Л.В. Кариотип и филогенез диких баранов // Воспроизводство и организация использования промысловых зверей и птиц в Сибири и на Дальнем Востоке. Иркутск, 1980. С. 66–74.
- Сопин Л.В. Половой диморфизм и филогенетические отношения баранов // Бюл. МОИП. Отд. биол. 1983. Т. 88, вып. 6. С. 30–36.
- Сопин Л.В. Филогенетические отношения // Снежный баран. Новосибирск: Наука, 1988. С. 51–61.
- Сотникова М.В. Новые данные о хищных млекопитающих верхнего плиоцена и нижнего плейстоцена на территории Северо-Востока СССР // Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода. 1978а. № 48. С. 22–30.
- Сотникова М.В. Новые находки позднекайнозойских хищных млекопитающих на Северо-Востоке СССР // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1978б. Т. 53, вып. 5. С. 14–18.
- Сочава В.Б. К истории флоры южной части азиатской Берингии // Ботан. журн. 1933. Т. 18, № 4. С. 30–44.
- Сочава В.Б., Липатова В.В. Группировки степных растений в амурской подтайге // Тр. МОИП. 1960. Вып. 3. С. 44–61.
- Спектор В.Б. Четвертичные отложения Приморской низменности (Халлерчинская тундра) // Кайнозой Восточной Якутии. Якутск, 1980. С. 87–97.
- Свелонес Н. Миграции фауны, обусловленные изменениями климатических условий и рассмотренные на примере литоральной фауны позднего плейстоцена Норвегии // Проблемы палеоклиматологии. М., 1968. С. 221–223.
- Станицева О.Н. Природная обстановка района гибели Юрибейского мамонта на основании палеокарпологических данных // Юрибейский мамонт. М., 1982. С. 30–35.

- Старобогатов Я.И. О связях пресноводных малакофаун Восточной Азии и Северной Америки // Северный Ледовитый океан и его побережье в кайнозое. Л., 1970. С. 542–544.
- Степанов В.Н. Мировой океан. М., 1974. 188 с.
- Стефанссон В. Гостеприимная Арктика. М., 1948. 210 с.
- Стефенсон Р. Заселение человеком Великих Равнин в четвертичном периоде // Четвертичный период в США. М.: Мир, 1969. Т. 2. С. 308–326.
- Стир В. Влияние четвертичного оледенения на формирование бореальной флоры мхов // Там же. С. 133–149.
- СТИШОВ М.С., Пуляев А.И., Хрулева О.А. Общая характеристика биоты острова Врангеля // Животный мир острова Врангеля. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1986. С. 7–31.
- Стратиграфия четвертичных отложений и оледенений Камчатки. М.: Наука, 1968. 227 с.
- Страхов Н.М. Типы климатической зональности в послепротерозойской истории Земли и их значение для геологии // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1960. № 3.
- Стрелецкая Э.А. Циклопы (Cyclopidae, Cyclops) группы scutiger и новые виды с Северо-Востока СССР // Зоол. журн. 1976. Т. 69, № 6. С. 31–44.
- Стрелков С.А. Север Сибири: История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука, 1965. 334 с.
- Стрелков С.А. К истории перемещений береговой линии Арктического бассейна в кайнозое // Северный Ледовитый океан и его побережье в кайнозое. Л., 1970. С. 222–227.
- Суетова И.А., Бурашников Т.А., Муратова М.В. Реконструкция палеоклимата Восточной Сибири и Дальнего Востока за последние 20 тысяч лет и возможный прогноз // XIV Тихоокеан. науч. конгр., Хабаровск, 1979. Ком. С. Ком. Д.: Тез. докл. М., 1979. С. 195–196.
- Суздальский О.В. Палеогеография арктических морей СССР в неогене и плейстоцене. Л.: Наука, 1976. 111 с.
- Суздальский О.В., Слободин В.Я. К определению генезиса валунных суглинков севера Евразии // Современное и древнее оледенение равнин и горных районов СССР. Л., 1978. С. 98–103.
- Сукачев В.Н., Поплавская Г.И. Очерк истории озер и растительности Среднего Урала в течение голоцена по данным изучения сапропелевых отложений // Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода. 1946. № 8. С. 7–19.
- Суханов В.Б. Общая система симметричной локомоции наземных позвоночных. Л.: Наука, 1968. 226 с.
- Сушкин П.П. Зоогеографические области Средней Сибири и ближайших частей нагорной Азии и опыт истории современной фауны Палеарктической Азии // Бюл. МОИП. Отд. биол. 1925. Т. 34. С. 7–86.
- Сычевская Е.К. Ископаемые шуковидные СССР и Монголии. М.: Наука, 1976а. 116 с.
- Сычевская Е.К. Роль берингийской суши и расселения шуковидных // Берингия в кайнозое. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1976б. С. 242–248.
- Тавровский В.А., Егоров О.В., Кривошеев В.Г. и др. Млекопитающие Якутии. М.: Наука, 1971. 660 с.
- Танфильев Г.И. Главнейшие черты растительности России // Варминг Е. Распределение растений. СПб., 1902. С. 4–72.
- Татаринев К.А. Палеогеографическое значение исследований неогеновых и антропогенных позвоночных Подолии и Прикарпатя // Землеведение. Н.С. 1969. Т. 8, вып. 48.
- Татаринев К.А. Фауна неогеновых и антропогенных позвоночных Подолии и Прикарпатя, ее история и современное состояние: Автореф. дис. ... д-ра биол. наук. Киев, 1970. 56 с.
- Татаринев К.А. Находки ископаемых бобров на западе УССР // Докл. и сообщ. Львов, отд-ния Геогр. о-ва УССР. 1975. Вып. 5. С. 18–20.
- Тахтаджян А.Л. К вопросу о происхождении умеренной флоры Евразии // Ботан. журн. 1957. Т. 42, № 11. С. 1234–1248.
- Твердая оболочка Земли: Стратиграфия и палеобиогеография кайнозоя Тихоокеан. кольца: Стратиграфия и палеобиогеография докембрия и фанерозоя Тихоокеан. кольца: Тез. докл. XIV ТНХ. М., 1979.
- Тейлор Д. Плейстоценовые континентальные моллюски Северной Америки // Четвертичный период в США. М.: Мир, 1969. Т. 2. С. 193–216.
- Тейяр де Шарден П. Феномен человека. М., 1965. 220 с.
- Тектонические движения и новейшие структуры земной коры. М., 1967.
- Тер-Григорян Е.В. Спорово-пыльцевые спектры современных и кайнозойских (энмакайская свита) морских осадков на севере Чукотки // Исследования прибрежных равнин и шельфа арктических морей. М., 1979. С. 61–67.
- Терехова Г.П. Охотская складчатая область // Геология СССР. М., 1970. Т. 30, кн. 1. С. 378–405.
- Тереженко Р.А., Зинцова Р.А. Фауна среднего плейстоцена в разрезах Иртыша // Геология и геофизика. 1978. № 9. С. 160–163.
- Тимофеев-Ресовский Н.В., Воронцов Н.Н., Яблоков А.В. Краткий очерк теории эволюции. М.: Наука, 1969. 278 с.
- Тихомиров Б.А. Основные черты четвертичной истории растительного покрова Советской Арктики // Ботан. журн. 1944. Т. 29, № 2. С. 24–44.
- Тихомиров Б.А. О происхождении лугового типа растительности в арктической Евразии // Научные работы БИН АН СССР. М.; Л., 1945. С. 35–48.
- Тихомиров Б.А. Путь формирования растительного покрова арктической Евразии в четвертичный период // Рефераты н.-и. работ за 1945 г. М.; Л., 1947. С. 54–56.

- Тихомиров Б.А. К характеристике флоры и растительности термальных источников юго-востока Чукотки // Ботан. журн. 1957. Т. 42, № 9. С. 842–852.
- Тихомиров Б.А. Древонасаждения в Гренландии // Лесн. журн. 1959а. № 6. С. 14–18.
- Тихомиров Б.А. Распространение папоротников в Советской Арктике // Ботан. материалы. 1959б. Т. 19. С. 595–621.
- Тихомиров Б.А., Гаврилюк В.А. К флоре беринговского побережья Чукотского полуострова // Растения Северной Сибири и Дальнего Востока. М.; Л., 1966. С. 44–78.
- Тишков А.А. Растительноядные млекопитающие в экосистемах тундры // Млекопитающие в наземных экосистемах. М.: Наука, 1985. С. 38–66.
- Тищенко Е.И. Некоторые вопросы истории позднечетвертичного осадконакопления в пределах Байкало-Патомского нагорья // Поздний плейстоцен и голоцен юга Восточной Сибири: К II Конгр. INQUA в СССР, Москва, 1982. Новосибирск, 1982. С. 70–84.
- Толмачев А.И. О происхождении тундрового ландшафта // Природа. 1927. № 9. С. 14–32.
- Толмачев А.И. Флора центральной части Восточного Таймыра // Тр. полар. комис. 1932–1935. Вып. 8. С. 1–206.
- Толмачев А.И. О характере арктоальпийских и некоторых локально связанных с ними элементов флоры в районах рек Пинеги и Сотки // Материалы по истории развития флоры Европейского Севера СССР. Архангельск, 1938. С. 12–30.
- Толмачев А.И. К вопросу о происхождении тайги как зонального растительного ландшафта // Сов. ботаника. 1943. № 4. С. 4–42.
- Толмачев А.И. К истории развития флор Советской Арктики // Ареал. М.; Л., 1952. Вып. 1. С. 2–11.
- Толмачев А.И. К истории возникновения и развития темнохвойной тайги. М.; Л., 1954. 114 с.
- Толмачев А.И. К истории развития растительности открытых ландшафтов земного шара. Тбилиси: Изд-во АН ГССР, 1955. 28 с.
- Толмачев А.И. О происхождении некоторых основных элементов высокогорных флор Северного полушария // Материалы по истории флоры и растительности СССР. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1958. Вып. 3. С. 76–98.
- Толмачев А.И. О флоре острова Сахалин. М.; Л., 1959а. 43 с. (Комаров. чтения; Вып. 14).
- Толмачев А.И. Изучение флоры при геоботанических исследованиях // Полевая геоботаника. 1959б. Вып. 1. С. 46–73.
- Толмачев А.И., Юрцев Б.А. История арктической флоры в ее связи с историей Северного Ледовитого океана // Северный Ледовитый океан. Л.: Гидрометеоиздат, 1970. С. 87–100.
- Томирдиаро С.В. Многолетняя мерзлота // Север Дальнего Востока. М., 1970. С. 133–149.
- Томирдиаро С.В. Вечная мерзлота и освоение горных стран и низменностей. Магадан: Кн. изд-во, 1972. 127 с.
- Томирдиаро С.В. Верхнеплейстоценовая Восточноарктическая лессово-ледовая равнина как Америко-Азиатский мост: Термокарстовое разрешение ее в голоцене // Берингийская суша и ее значение для развития голарктических флор и фаун в кайнозое: Тез. докл. Всесоюз. симпози. Хабаровск, 1973. С. 76–78.
- Томирдиаро С.В. Изменение физико-географической обстановки на равнинах Северо-Востока Азии на границе плейстоцен–голоцен как основная причина вымирания териофауны мамонтового комплекса // Мамонтовая фауна и среда ее обитания в антропогене СССР. Л., 1977. С. 64–71.
- Томирдиаро С.В. Природные процессы и освоение территорий зоны вечной мерзлоты. М.: Недра, 1978. 145 с.
- Томирдиаро С.В. Арктический и субарктический типы мерзлотного лёсса и выделение едомных формаций шельфового и континентального типов // Развитие природы территории СССР в позднем плейстоцене и голоцене. М., 1982а. С. 134–141.
- Томирдиаро С.В. Криолитологические критерии стратиграфического расчленения эолово-криогенных отложений едомного комплекса на Северо-Востоке СССР // Мерзлотно-геологические процессы и палеогеография низменности Северо-Востока Азии. Магадан, 1982б. С. 54–58.
- Томская А.И. Североамериканские виды в кайнозойской флоре Якутии // Берингийская суша и ее значение для развития голарктических флор и фаун в кайнозое: Тез. докл. Всесоюз. симпози. Хабаровск, 1973. С. 105–106.
- Томская А.И. Общность флор кайнозоя Якутии и Северной Америки // Берингия в кайнозое. Владивосток, 1976. С. 135–139.
- Томская А.И. К интерпретации тундрово-степных спорово-пыльцевых спектров // Палинологические исследования на Северо-Востоке СССР: Материалы I Межвед. семинара по палинол. исслед. на Дал. Востоке. Владивосток, 1978. С. 90–94.
- Топачевский В.О. Насекомоядные и грызуны неочайской позднелиценской фауны. Киев: Наук. думка, 1965. 164 с.
- Точилина С.В. Биостратиграфия (радиолярии) кайнозойских отложений Берингова моря // Геология Командорской впадины. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1980. С. 13–28.
- Точилина С.В. Миоцен-плиоценовый рубеж Берингова моря и возвышенности Оборучева в Тихом океане // Геологическая история Берингова моря. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1981. С. 70–82.
- Траат Х.О., Иванов Н.Ф., Шаплык А.В. Новые данные о стратиграфии и формировании четвертичных отложений Печорской низменности // Стратиграфия и тектоника Европейского Северо-Востока СССР: Тр. IX Геол. конф. Коми АС. Сыктывкар, 1982. Т. 4. С. 100–104.

- Трошкая Т.С. Миграционная последовательность комплексов бентосных фораминифер в голоценовых осадках Амурского залива (Японское море) // Среда и жизнь в геологическом прошлом: Палеоэкологические проблемы. Новосибирск: Наука, 1974. С. 30–40.
- Трошкая Т.С. Колебания уровня Японского моря в позднем плейстоцене и голоцене (по фораминиферам) // Тез. докл. Всесоюз. XII пленума геоморфол. комис. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1975. С. 122–123.
- Троцкий С.Л. Четвертичные отложения и рельеф равнинных побережий Енисейского залива и прилегающей части гор Бырранга. М.: Наука, 1966. 205 с.
- Троцкий С.Л. Основные вопросы стратиграфии четвертичных отложений в зоне морских трансгрессий и последнего оледенения // Материалы к обоснованию стратиграфической схемы четвертичных отложений Западно-Сибирской низменности. Новосибирск: Наука, 1967. С. 7–18.
- Троцкий С.Л. Современный антигляциализм. М.: Наука, 1975. 163 с.
- Троцкий С.Л. Морской плейстоцен сибирских равнин: Стратиграфия // Тр. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР. 1979. № 430. С. 1–293.
- Тронов М.В. Ледники и климат. Л.: Гидрометеиздат, 1966. 407 с.
- Трофимов Б.А. Новые энтелодониты из Монголии и Казахстана // Тр. Плеол. ин-та АН СССР. 1952а. Т. 41. С. 144–154.
- Трофимов Б.А. О роде *Pseudictops* – своеобразном насекомоядном из нижнетретичных отложений Монголии // Там же. 1952б. Т. 41. С. 7–12.
- Трофимов Б.А. *Multituberculata* и *Symmetrodonta* из нижнего мела Монголии // Докл. АН СССР. 1980. Т. 251. С. 101–105.
- Труфанов Г.В., Белоусов К.Н., Вакуленко А.С. Материалы к стратиграфии кайнозойских отложений Новосибирского архипелага // Континентальные третичные толщи Северо-Востока Азии. Новосибирск: Наука, 1979. С. 30–40.
- Тугаринов А.Я. О происхождении арктической фауны // Природа. 1929. № 7/8. С. 653–680.
- Тулина Л.Н. О лесной растительности Анадырского края и ее взаимоотношения с тундрой // Тр. Аркт. ин-та. 1936. Вып. 40. С. 4–88.
- Уатт К. Экология и управление природными ресурсами М.: Мир, 1971. 463 с.
- Уильямс С., Столман Дж. Доисторическая эпоха на юго-востоке Соединенных Штатов Америки // Четвертичный период в США. М.: Мир, 1969. Т. 2. С. 283–300.
- Украинцева В.В. Природная среда и условия гибели мамонта в верхнем течении р. Юрибей (Гыданский полуостров) // Юрибейский мамонт. М.: Наука, 1982. С. 19–29.
- Украинцева В.В., Арсланов Х.А., Белорусова Ж.М., Боч М.С. Растительность и природные условия бассейна реки Большой Лесной Рассохи в верхнем плейстоцене (в связи с находкой мамонта) // Ботан. журн. 1981. Т. 66, № 10. С. 1444–1453.
- Украинцева В.В., Флеров К.К., Солоневич Н.Г. Анализ растительных остатков из желудочно-кишечного тракта мылахабинского бизона (Якутия) // Там же. 1978. Т. 63, № 7. С. 1001–1004.
- Уокер Р. Затонувшие материки и тайны исчезнувших племен. М., 1966. 42 с.
- Урусов В.М. Генезис растительности и рациональное природопользование на Дальнем Востоке. Владивосток: ДВО АН СССР, 1988. 356 с.
- Успенский С.М. Жизнь в высоких широтах (на примере птиц). М.: Мысль, 1969. 248 с.
- Успенский С.М. Родина белых медведей. М.: Мысль, 1973. 175 с.
- Успенский С.М. Белый медведь. М.: Наука, 1977. 80 с.
- Успенский С.М. Белый медведь. М.: Агропромиздат, 1989. 188 с.
- Ухачева В.Н., Кожевников Ю.П. Современные флористические связи Чукотки и Аляски и их вероятный генезис // X Всесоюз. симпозиум. "Биологические проблемы Севера". Магадан, 1983. Ч. 1. С. 61–62.
- Ухачева В.Н., Кожевников Ю.П. Выявление флористических поясов в горных районах (на примере юго-западной части плато Путорана) // Ботан. журн. 1984. Т. 69, № 6. С. 753–761.
- Ухачева В.Н., Кожевников Ю.П. Высотное размещение растений в районе озера Аян (плато Путорана) // Там же. 1987. Т. 72, № 5. С. 589–598.
- Ушаков С.А., Ясаманов Н.А. Дрейф материков и климаты Земли. М.: Мысль, 1984. 206 с.
- Файнер Ю.Б., Комаров В.В. Тазовское и ермаковское оледенения Приенисейской Сибири // Четвертичное оледенение Средней Сибири. М.: Наука, 1986. С. 29–35.
- Фандер С. Вислинский ледниковый покров в Гренландии и его распад // II Конгр. ИНКВА (Междунар. союз по изуч. четвертич. периода) Тез. докл. М., 1982. Т. 1. С. 268–269.
- Федоровы Ал. и Ан. К вопросу о реликтовом характере арктоальпийских степных растений пинежской флоры. Архангельск, 1926.
- Филимонова Л.А. Изменение растительности Чукотского полуострова в позднем плейстоцене по палинологическим данным // Палинологические исследования на Северо-Востоке СССР: Материалы I Межвед. семинара по палинол. исслед. на Дал. Востоке. Владивосток, 1978. С. 53–58.
- Филина Н.И., Филин В.Р. Анализ растительных остатков из желудка бизона, найденного близ Якутска, и некоторые соображения по экологии вида // Бюл. МОИП. Отд. биол. 1980а. Т. 85, вып. 2. С. 57–67.
- Филина Н.И., Филин В.Р. Определение возраста костных остатков и реконструкция растительного покрова времени гибели бизона, найденного близ Якутска // Там же. 1980б. Т. 85, вып. 1. С. 59–72.
- Филиппас С.Ф. Современная сейсмостектоническая подвижность дна Берингова моря и его обрамления в связи с проблемой Берингийской суши // Берингийская суша и ее значение для развития голарктических флор и фаун в кайнозое: Тез. докл. Всесоюз. симпозиум. Хабаровск, 1973. С. 95–96.

- Филь В.И. Пенжинский лось // Охота и охот. хоз.-во. 1975. № 3. С. 12–13.
- Финк Ю., Кочи А., Коля Г., Певзнер М.А. Палеомагнитные исследования в северных предгорьях Альп и вопросы корреляции террас в верхнем течении Дуная // Тр. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР. 1981. № 494. С. 144–150.
- Флеров К.К. Морфология и экология оленеобразных в процессе их эволюции // Материалы по четвертичному периоду СССР. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1950. Вып. 2. С. 50–69.
- Флеров К.К. Кабарги и олени. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1952. 256 с. (Фауна СССР. Млекопитающие; Т. 1, вып. 2).
- Флеров К.К. Основные черты формирования фауны млекопитающих четвертичного периода в Северном полушарии // Acta Palaeontol. Sinica. 1956. Vol. 4, N 1. P. 67–75.
- Флеров К.К. К вопросу о биологической и палеозоологической характеристике индрикотериевой фауны // Палеонтол. журн. 1961. № 1. С. 12–22.
- Флеров К.К. Семейство Cervidae Gray, 1821, олени // Основы палеонтологии: Млекопитающие. М.: Изд-во АН СССР, 1962а. С. 368–378.
- Флеров К.К. Об основных направлениях экологической эволюции жвачных (Ruminantia) // Палеонтол. журн. 1962б. № 4. С. 31–42.
- Флеров К.К. О происхождении фауны Канады в связи с историей Берингии // Четвертичный период и его история. М.: Наука, 1965. С. 121–128.
- Флеров К.К. Образ жизни и морфологических адаптаций в эволюции копытных // Материалы по эволюции наземных позвоночных. М.: Наука, 1970а. С. 63–69.
- Флеров К.К. Млекопитающие и природная среда плейстоцена // Природа. 1970б. № 11. С. 50–54.
- Флеров К.К. Древнейшие представители и история рода Bison // Териология. Новосибирск: Наука, 1972. Т. 1. С. 81–86.
- Флеров К.К. Бизоны Северо-Восточной Сибири // Мамонтовая фауна и среда ее обитания в антропогене СССР. Л., 1977. С. 39–56.
- Флеров К.К. О перестройке териофауны Северного полушария в плейстоцене // Докл. АН СССР. 1979. Т. 246, № 4. С. 971–973.
- Флеров К.К., Беляева Е.Н., Яновская Н.М. и др. Зоогеография палеогена Азии. М.: Наука, 1974. 300 с.
- Флеров К.К., Яновская Н.М. Экологические комплексы млекопитающих олигоцена Азии и их зоогеографическая характеристика // Тр. Палеонтол. ин-та АН СССР. 1971. Т. 130. С. 7–31.
- Флинт В.Е., Беме Р.Л., Костин Ю.В. и др. Птицы СССР. М., 1968. 586 с.
- Фораминиферы дальневосточных морей. Новосибирск: Наука, 1979. 400 с.
- Фоули Р. Еще один неповторимый вид // Экологические аспекты эволюции человека М.: Мир, 1990. 365 с.
- Фрадкина А.Ф. Корреляция неогеновых отложений Северо-Востока Азии по палинологическим данным // Континентальные окраины, островные дуги и структурные элементы дна Тихого океана: Тез. докл. XIV ТНК. М., 1979. С. 126–128.
- Фрай Дж., Уилмен Х., Блэк Р. Очерк о ледниковой геологии Иллинойса и Висконсина // Четвертичный период в США. М.: Мир, 1968. Т. 1. С. 69–97.
- Фултон Р.Дж. Четвертичные оледенения Канады // Тр. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР. 1981. № 494. С. 190–198.
- Фурмарье. Проблемы дрейфа континентов. М., 1971. 255 с.
- Фэйрбридж Р.В. Значение известняков и их Са/Mg отношения для палеоклиматологии // Проблемы палеоклиматологии. М.: Мир, 1968. С. 258–309.
- Фэйрбридж Р.В. Карбонатные породы и палеоклиматология в биохимической истории планеты // Карбонатные породы. М., 1970. С. 56–72.
- Ханвелл Дж., Ньюсон М. Методы географических исследований // Физическая география. М.: Прогресс, 1977. Вып. 2. С. 1–390.
- Харитонов В.Г. Диатомовые водоросли оз. Эльгыгытгын (Анадырский район) // Ботан. журн., 1980. Т. 65, № 11. С. 1622–1628.
- Харитонов В.Г. К флоре диатомовых водорослей озера Эльгыгытгын. Магадан, 1993. С. 95–104.
- Хаттен Ч.У. Нефтегазоносная провинция Бристольского залива // Перспективные нефтегазоносные провинции Соединенных Штатов Америки. М.: Недра, 1974. С. 70–73.
- Хейзен Б., Холлистер Ч. Мутьевые потоки и оледенение // Проблемы палеоклиматологии. М., 1968. С. 83–93.
- Хейнис В. Охотники на мамонтов в США и СССР // Берингия в кайнозое. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1976. С. 427–438.
- Хейссер К. Ботанико-географические исследования плейстоцена Аляски и северо-западного побережья Тихого океана // Четвертичный период в США. М.: Мир, 1969. Т. 2. С. 111–132.
- Хейссер К.Дж. История развития растительности северо-западных районов США, включая Аляску // Природные условия США в позднечетвертичное время. Л.: Гидрометеоиздат, 1986. С. 180–198.
- Хериберг Л.Б., Рязанцев А.А., Кусков Л.Р. и др. Древние береговые линии последниковой трансгрессии на шельфе Японского и Охотского морей // Колебания уровня морей и океанов за 15 000 лет. М., 1982. С. 196–207.
- Хиббард К., Рей Л., Сэвидж Д. и др. Четвертичные млекопитающие Северной Америки // Четвертичный период в США. М.: Мир, 1969. Т. 2. С. 150–173.

- Хиллс Л.В., Файлс Дж.Г. Формация бофорт в Канадском Арктическом архипелаге // Берингийская суша и ее значение для развития голарктических флор и фаун в кайнозое: Тез. докл. Всесоюз. симпози. Хабаровск, 1973. С. 27–28.
- Ходалевиц А.Н. Историческая геология с элементами палеонтологии. М., 1972. 220 с.
- Хопкинс Д.М. Четвертичные морские трансгрессии на Аляске // Антропогенный период в Арктике и Субарктике. М.: Недра, 1965. С. 131–154.
- Хопкинс Д.М. История уровня моря в Берингии за последние 25 000 лет // Берингийская суша и ее значение для развития голарктических флор и фаун в кайнозое: Тез. докл. Всесоюз. симпози. Хабаровск, 1973. С. 40–43.
- Хопкинс Д.М. История уровня моря в Берингии за последние 25 000 лет // Берингия в кайнозое. Владивосток, 1976. С. 9–27.
- Хорева И.М. Фораминиферы и стратиграфия морских четвертичных отложений западного берега Берингова моря // Северный Ледовитый океан и его побережье в кайнозое. Л., 1970. С. 548–551.
- Хорева И.М. Фораминиферы плейстоценовых отложений побережья Берингова моря и проблема Берингийской суши // Берингийская суша и ее значение для развития голарктических флор и фаун в кайнозое: Тез. докл. Всесоюз. симпози. Хабаровск, 1973. С. 46–47.
- Хотинский Н.А. Голоцен Северной Азии. М.: Наука, 1978. 198 с.
- Хотинский Н.А. Следы прошлого ведут в будущее. Очерки палеогеографа. М.: Мысль, 1981. 160 с.
- Хотинский Н.А. Развитие растительности СССР в голоцене // II Конгр. ИНКВА: Тез. докл. М., 1982. Т. 3. С. 327–329.
- Хотинский Н.А., Волкова В.С., Левина Т.П., Лисс О.Л. Хронология, периодизация и палеогеография голоцена Западной Сибири // Особенности естественно-географической среды и исторические процессы в Западной Сибири. Томск, 1979. С. 10–12.
- Хоффман Р.С. Экологический и зоогеографический анализ миграций животных через Берингийский мост суши в четвертичном периоде // Берингийская суша и ее значение для развития голарктических флор и фаун в кайнозое: Тез. докл. Всесоюз. симпози. Хабаровск, 1973. С. 13.
- Хоффман Р.С. Экологический и зоогеографический анализ миграций животных через Берингийский мост суши в четвертичном периоде // Берингия в кайнозое. Владивосток, 1976. С. 354–367.
- Хохряков А.П. Берингийский элемент во флоре Колымского нагорья // Берингийская суша и ее значение для развития голарктических флор и фаун в кайнозое: Тез. докл. Всесоюз. симпози. Хабаровск, 1973. С. 178–181.
- Хохряков А.П. Реликтовые элементы флоры Колымского нагорья и прилегающей части Охотии в пределах Магаданской области // Ботан. журн. 1976. Т. 61, № 11. С. 1564–1577.
- Хохряков А.П. Флора Магаданской области. М.: Наука, 1985. 397 с.
- Хронология и климаты четвертичного периода. М., 1960. 220 с.
- Худяков Г.И. История развития рельефа // Юг Дальнего Востока. М., 1972. С. 64–127.
- Хэйнес В. Охотники не мамонтов на территории США и СССР // Берингийская суша и ее значение для развития голарктических флор и фаун в кайнозое: Тез. докл. Всесоюз. симпози. Хабаровск, 1973. С. 191–193.
- Цалкин В.И. Горные бараны Европы и Азии. М.: МОИП, 1951. 343 с. (Материалы к познанию фауны и флоры; Вып. 27 (42): Зоология).
- Цалкин В.И. Древнейшее домашнее животное Восточной Европы. М.: Наука, 1970а. 278 с.
- Цалкин В.И. Древнейшие домашние животные Средней Азии // Бюл. МОИП. Отд. биол. 1970б. Т. 75, вып. 1. С. 145–159; Вып. 2. С. 120–136.
- Цалкин В.И. О времени и центрах происхождения домашних животных в свете данных современной археологии // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1972. № 1. С. 12–24.
- Цейнер Ф. Плейстоцен. М.: Изд-во иностр. лит., 1963. 502 с.
- Цейтлин С.М. Определение геологического возраста палеолита и корреляция археологических культур // Проблемы геологии и истории четвертичного периода (антропогена). М., 1982. С. 130–138.
- Чанышева М.Н., Бредихин А.В. Морфологический анализ ледниковых форм и реконструкция древних оледенений горной системы Черского (массивы Оханджа, Чьорго, Момантаи). М., 1981. 29 с.
- Чапский К.К. Концепция арктического происхождения ластоногих и другие пути решения этой проблемы // Северный Ледовитый океан и его побережье в кайнозое. Л., 1970. С. 166–173.
- Чеботарева Н.С., Макарычева И.А., Фаустова М.А. Палеогеография валдайского оледенения Русской равнины // Плейстоценовые оледенения Восточно-Европейской равнины. М., 1981. С. 158–160.
- Чеботарева Н.С., Макарычева И.А. Северо-Запад Русской равнины в валдайскую эпоху: (Геохронология и палеогеография) // II Конгр. ИНКВА: Тез. докл. М., 1982. Т. 3. С. 338–339.
- Чеботарева Н.С., Фаустова М.А. Реконструкция ледникового покрова Европы в позднем плейстоцене // Краевые образования материковых оледенений: Материалы V Всесоюз. совещ. Киев, 1978. С. 267–273.
- Чемев Ю.Ф. Донные осадки Охотского моря // Геологическое строение северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. М.: Недра, 1966. С. 236–239.
- Чемев Ю.Ф. Неотектоника Северо-Восточной Азии и смежных акваторий // Проблемы изучения четвертичного периода: Тез. докл. Хабаровск, 1968. С. 14–20.
- Чепальга А.Л. Морские бассейны СССР в позднем плейстоцене и голоцене // II Конгр. ИНКВА: Тез. докл. М., 1982. Т. 3. С. 340–341.

- Черешнев И.А. Пресноводная ихтиофауна Восточной Чукотки и ее происхождение в связи с проблемой Берингии: Автореф. дис. ... канд. биол. наук. Владивосток, 1982. 20 с.
- Черешнев И.А. Фауна, систематика и родственные связи пресноводных рыб Восточной Чукотки // Экология и систематика пресноводных организмов Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1983а. С. 89–108.
- Черешнев И.А. Особенности распространения пресноводных рыб в водоемах Восточной Чукотки // Там же. 1983б. С. 109–120.
- Черешнев И.А. Происхождение пресноводной ихтиофауны районов Берингии // Биогеография Берингийского сектора Субарктики. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1986а. С. 122–145.
- Черешнев И.А. Зоогеографическое районирование приберингийских территорий на основании распространения рыб // Там же. 1986б. С. 100–121.
- Черешнев И.А., Скопец М.Б. *Salvethumus svetovidovi* gen. et sp. nova – новая эндемичная рыба из подсемейства лососевых (*Salmanoinae*) из озера Эльгыгытгын (Центральная Чукотка) // Вопр. ихтиологии. 1990. Т. 30, вып. 2. С. 201–213.
- Чернявский Ф.Б. Новая форма снежного барана из Корякского нагорья // Докл. АН СССР. 1962. Т. 45, № 5. С. 1174–1176.
- Чернявский Ф.Б. Систематические взаимоотношения некоторых наземных млекопитающих Старого и Нового света в связи с проблемой Берингии // Берингийская суша и ее значение для развития голарктических флор и фаун в кайнозое: Тез. докл. Всесоюз. симпозиум. Хабаровск, 1973. С. 147–150.
- Чернявский Ф.Б. Систематические взаимоотношения некоторых наземных млекопитающих Старого и Нового Света в связи с проблемой Берингии // Берингия в кайнозое. Владивосток, 1976. С. 383–390.
- Чернявский Ф.Б. Млекопитающие Крайнего Северо-Востока. М.: Наука, 1984. 385 с.
- Чернявский Ф.Б. О систематике и истории бурых медведей (*Ursus arctos* L.) в Берингийском секторе Субарктики // Биогеография Берингийского сектора Субарктики. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1986. С. 182–193.
- Чернявский Ф.Б., Домнич В.И. Лось на северо-востоке Сибири. М.: Наука, 1989. 126 с.
- Чернявский Ф.Б., Железнов Н.К. О распространении и систематике лося на северо-востоке Сибири // Бюл. МОИП. Отд. биол. 1982. Т. 87, вып. 5. С. 25–35.
- Чернявский Ф.Б., Козловский А.И. Видовой статус и история копытных леммингов (*Dicrostonyx*, *Rodentia*) острова Врангеля // Зоол. журн. 1980. Т. 59, № 2. С. 266–273.
- Черский И.Д. *Antilope (Saiga) borealis* n. Spec. fossilis // Изв. Сиб. отд. Рус. геогр. о-ва. 1876. Т. 7, вып. 4/5. С. 145–151.
- Черский И.Д. Описание коллекций послетретичных млекопитающих животных, собранных Ново-Сибирской экспедицией 1885–1886 гг. СПб., 1891. 706 с. (Зап. Акад. наук; Т. 15, прил. 1).
- Честин И.Е. История семейства *Ursidae* // Медведи *Bears*. М.: Наука, 1993. С. 9–20.
- Четвертичный период в США. М.: Мир. Т. 1. 1968. 694 с.; Т. 2. 1969. 378 с.
- Чирятев Г.Я., Рыбакова Н.О., Фениксова В.В. Новые данные о четвертичных отложениях среднего течения р. Анадыря // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1980. Т. 55, вып. 3. С. 54–59.
- Чочиа Н.Г. О соотношении оледенений и морских трансгрессий // Современное и древнее оледенение равнинных и горных районов СССР. Л., 1978. С. 87–97.
- Чувардинский В.Г. Основные черты палеогеографии позднего кайнозоя севера Западной и Средней Сибири в связи с проблемой антропогенных отложений // Природная обстановка и фауны прошлого. Киев: Наук. думка, 1973. С. 56–62.
- Чэни Р.В. Третичные формы северного обрамления Тихого океана и связь их с климатом // Проблемы палеоклиматологии. М.: Мир, 1968. С. 42–46.
- Шапалык А.В. О террасах бассейна Печоры в связи с неотектоникой // Стратиграфия и тектоника европейского Северо-Востока СССР: Тр. IX Геол. конф. Коми АССР. Сыктывкар, 1982. Т. 4. С. 105–108.
- Шарапов Ш. Некоторые морфозоологические особенности ископаемой териофауны Куруская (Южный Таджикистан) // Материалы респ. конф. молодых ученых и специалистов, посвящ. 50-летию комсомола Таджикистана: (Секция биол. наук). Душанбе, 1976.
- Шараф Ш.Г., Будникова Н.А. Колебания солнечного облучения Земли, вызванные вековыми изменениями элементов земной орбиты // Докл. АН СССР. 1968. Т. 182, № 2. С. 291–293.
- Шварц С.С. Некоторые вопросы проблемы вида у позвоночных наземных // Тр. Ин-та биологии УФАИ СССР. 1959. № 11.
- Шварц С.С. Экологические закономерности эволюции. М.: Наука, 1980. 270 с.
- Шварц С.С., Смирнов В.С., Добринский Л.Н. Метод морфофизиологических индикаторов в экологии наземных позвоночных. Свердловск, 1968. 386 с.
- Шварцбах М. Климаты прошлого: Введение в палеоклиматологию. М.: Изд-во иностр. лит. 1955. 283 с.
- Шварцбах М. Признаки древних оледенений // Проблемы палеоклиматологии. М.: Мир, 1968. С. 64–69.
- Швегер Ч. Позднечетвертичная палеоэкология района стоянки Онгон-Портедж, Северо-Западная Аляска // Берингийская суша и ее значение для развития голарктических флор и фаун в кайнозое: Тез. докл. Всесоюз. симпозиум. Забаровск, 1973. С. 89–92.
- Шевырева Н.С. Грызуны и зайцеобразные из неогена южной части Зайсанской котловины // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1968. Т. 43, вып. 4.
- Шелудякова В.А. Растительность бассейна реки Индигирки // Сов. ботаника. 1938. № 4/5. С. 43–79.

- Шенников А.П. Луговая растительность СССР // Растительность СССР. М.; Л., 1938. Вып. 1. С. 120–184.
- Шер А.В. Ископаемая сайга на севере Восточной Сибири и Аляски // Бюл. комис. по изуч. четвертич. периода. 1967. № 33. С. 97–112.
- Шер А.В. Раннечетвертичные млекопитающие Северо-Востока СССР и проблемы континентальных связей Азии и Америки // Докл. АН СССР. 1967. Т. 177, № 6. С. 1430–1433.
- Шер А.В. Плейстоценовая фауна млекопитающих равнинных побережий Восточно-Сибирского моря и проблема Берингийской суши // Северный Ледовитый океан и его побережье в кайнозое. Л., 1970. С. 516–524.
- Шер А.В. Млекопитающие и стратиграфия плейстоцена Крайнего Северо-Востока СССР и Северной Америки. М.: Наука, 1971. С. 237.
- Шер А.В. Млекопитающие и Берингийская суша в позднем кайнозое: Дискуссионные вопросы и пути их решения // Берингийская суша и ее значение для развития голарктических флор и фаун в кайнозое: Тез. докл. Всесоюз. симпоз. Хабаровск, 1973. С. 53–59.
- Шер А.В. Роль Берингийской суши в формировании фауны млекопитающих Голарктики в позднем кайнозое // Берингия в кайнозое. Владивосток, 1976. С. 227–241.
- Шер А.В. История тундрово-степных биocenозов Северо-Восточной Азии // XI Конгр. ИНКВА (Международ. союз по изуч. четвертич. периода): Тез. докл. М., 1982. Т. 1.
- Шер А.В. История и эволюция лесов // Биология и использование леса. М.: Наука, 1986. С. 6–20.
- Шер А.В., Гитерман Р.Е., Закигин В.С., Киселев С.В. Новые данные о позднекайнозойских отложениях Колымской низменности // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1977. № 5. С. 69–83.
- Шер А.В., Закигин В.С. Новые данные о позднеплиоценовой и раннечетвертичной фауне млекопитающих Колымской низменности // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1978. Т. 53, вып. 5. С. 160.
- Шер А.В., Каплина Т.Н., Гитерман Р.Е. и др. XIV Тихоокеан. науч. конгр. Путеводитель научной экскурсии по проблеме "Позднекайнозойские отложения Колымской низменности". Тур П. М., 1979. 117 с.
- Шило Н.А. Рельеф и геологическое строение // Север Дальнего Востока. М.: Наука, 1970. С. 21–83.
- Шило Н.А., Беспалый В.Г. К вопросу о нижней границе новейшей тектонической активизации северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса // Тектоника дна морей, островных дуг и континентальных окраин. Владивосток, 1977. С. 38–45.
- Шило Н.А., Беспалый В.Г., Павлов Г.Ф. Картографическое отображение новейшей тектоники Северо-Востока // Колыма. 1971. № 1. С. 39–41.
- Шило Н.А., Виноградов В.Н. Современное оледенение // Север Дальнего Востока. М., 1970. С. 150–164.
- Шило Н.А., Ложкин А.В., Титов Э.Э., Шумилов Ю.В. Киргилыхский мамонт. М.: Наука, 1983. 214 с.
- Шило Н.А., Томирдиаро С.В. Палеогеография и абсолютная геохронология позднего плейстоцена на северо-востоке Сибири // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1981. № 3. С. 22–39.
- Шило Н.А., Томирдиаро С.В., Рябчун В.К. Континентальный литогенез на Северо-Востоке СССР и на Аляске в криоаридных и криогумидных условиях // XIV Тихоокеан. науч. конгр. Ком. С. Ком. Д.: Тез. докл. М., 1979. С. 191–192.
- Шмальгаузен И.И. Происхождение наземных позвоночных. М.: Наука, 1964. 271 с.
- Шмальгаузен И.И. Факторы эволюции: Теория стабилизирующего отбора. М.: Наука, 1968. 451 с.
- Штауб Р. Механизм движения земной коры в приложении к строению горных систем. М.; Л.: ГОНТИ, 1938.
- Штегман Б.К. Проблема былых континентальных связей между Старым и Новым светом в орнитологическом освещении // Природа. 1936. № 7. С. 71–81.
- Шульц Б. Миграции азиатских млекопитающих на Великие Равнины Северной Америки в среднем и позднем плейстоцене // Берингийская суша и ее значение для развития голарктических флор и фаун в кайнозое: Тез. докл. Всесоюз. симпоз. Хабаровск, 1973. С. 11–12.
- Шульц Д.В. Моя жизнь среди индейцев. М., 1962.
- Шэнь Ч., Чжоу М. Развитие континентального шельфа Восточно-Китайского моря за последние 40 тыс. лет // II Конгр. ИНКВА: Тез. докл. М., 1982. Т. 2. С. 350.
- Щербаков Ф.А., Чистяков А.А. Современное представление о четвертичной геологии шельфа // Бюл. комис. по изуч. четвертич. периода. 1981. № 51. С. 22–30.
- Шукин И.С. Общая геоморфология. М.: Изд-во МГУ, 1960. Т. 1. 616 с. Экосистемы тихоокеанских островов: География: Тез. докл. XIV ТНХ. М., 1979. 243 с.
- Энгельс Ф. Дialectика природы. М.: Изд-во полит. лит., 1955. 326 с.
- Эндрюс Дж. Современный ледниковый период: кайнозойский // Зимы нашей планеты: Земля подо льдом. М., 1982. С. 220–281.
- Юдин Б.С. Насекомоядные млекопитающие Сибири. Новосибирск: Наука, 1971. 171 с.
- Юдин Б.С., Кривошеев В.Г., Беляев В.Г. Мелкие млекопитающие севера Дальнего Востока. Новосибирск: Наука, 1976. 268 с.
- Юнг М. Отражение ледниковых и межледниковых эпох в глубоководных осадках // Проблемы палеоклиматологии: М.: Мир, 1968. С. 216–220.
- Юрцев Б.А. Американско-азиатские степные связи и вопрос о древнем континентальном элементе высокогорных флор Северо-Востока Сибири // II совещ. по вопр. изуч. и освоения флоры и растительности высокогорий: Тез. докл. Л., 1961. С. 24–27.

- Юрцев Б.А. О флористических связях между степями Сибири и прериями Северной Америки // Ботан. журн. 1962. Т. 47, № 3. С. 317–336.
- Юрцев Б.А. Гипоарктический ботанико-географический пояс и происхождение его флоры. М.; Л.: Наука, 1966а. 62 с. (Комаров. чтения; Вып. 19).
- Юрцев Б.А. Американо-азиатские степные связи и вопрос о древнем континентальном элементе арктических и высокогорных флор Северо-Востока Сибири // Растительность высокогорий и вопросы ее хозяйственного использования. Л., 1966б. С. 24–32.
- Юрцев Б.А. Ботанико-географические исследования на Западной и Центральной Чукотке в 1964–1966 гг. // Ботан. журн. 1967. Т. 52 № 7. С. 1031–1043.
- Юрцев Б.А. Основные моменты четвертичной истории флоры Берингийской Чукотки (по ботанико-географическим данным) // Проблемы изучения четвертичного периода: Тез. докл. Хабаровск, 1968. С. 14–16.
- Юрцев Б.А. Проблемы позднекайнозойской палеогеографии Берингии (в ботанико-географическом освещении) // Берингийская суша и ее значение для развития голарктических флор и фаун и кайнозое. Хабаровск, 1973а. С. 5–10.
- Юрцев Б.А. Берингийский мост суши // Бюл. комис. по изуч. четвертич. периода. 1973б. 40. С. 149–164.
- Юрцев Б.А. Ботанико-географическая зональность и флористическое районирование Чукотской тундры // Ботан. журн. 1973в. Т. 58, № 7. С. 812–821.
- Юрцев Б.А. Проблемы ботанической географии Северо-Восточной Азии. Л.: Наука, 1974. 169 с.
- Юрцев Б.А. Проблемы позднекайнозойской палеогеографии Берингии в свете ботанико-географических данных // Берингия в кайнозое. Владивосток, 1976. С. 101–120.
- Юрцев Б.А. Реликты криоксеротических ландшафтов Берингии в растительном покрове Северо-Восточной Азии // Экосистемы тихоокеанских островов: География: Тез. докл. XIV ТНХ. М., 1979. С. 228–230.
- Юрцев Б.А. Реликтовые степные комплексы Северо-Восточной Азии. Новосибирск: Наука, 1981. 168 с.
- Юрцев Б.А. Мегаберингия и криоксеротические этапы истории ее растительного покрова. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1986а. 53 с. (Комаров. Чтения; Вып. 33).
- Юрцев Б.А. Дифференциация видов *Arctobia* рода *Oxypetris* в Мегаберингии // Растительный покров высокогорий. Л.: Наука, 1986б. С. 90–100.
- Юрцев Б.А., Коробков А.А. Флористические находки в бассейне Анадыря (1977 г.) // Ботан. журн. 1979а. Т. 64, № 5. С. 568–572.
- Юрцев Б.А., Коробков А.А. Флористические находки на Южной Чукотке (1977) // Там же. 1979б. Т. 64, № 5. С. 609–622.
- Яковлев А.С. Распространение пресноводных рыб неогена Голарктики и зоогеографическое районирование // Вопр. ихтиологии. 1961. Т. 1, вып. 2. С. 209–220.
- Янг С.Б. Фитогеография североамериканской Арктики // Арктическая флористическая область. Л.: Наука, 1978. С. 105–126.
- Яновская Н.М., Курочкин Е.Н., Девяткин Е.М. Местонахождение Эргилийн-Дзо-стратотип нижнего олигоцена в Юго-Восточной Монголии // Фауна, флора и биостратиграфия мезозоя и кайнозоя Монголии. М.: Наука, 1977. С. 14–33.
- Яровой М.И. Растительность бассейна р. Яны и Верхоянского хребта // Сов. ботаника. 1939. № 1. С. 21–40.
- Ясаманов Н.А. Древние климаты Земли. Л.: Гидрометеиздат, 1985. 293 с.
- Яшина З.И. Острова Врангеля и Геральд // Четвертичные отложения советской Арктики. М., 1959. С. 52–68.
- Aaris-Sørensen K., Petersen K. Late-weichselian find of polar bear (*Ursus maritimus* Phipps) from Denmark and reflections on the paleoenvironment // Boreas. 1984. Vol. 13, N 1. P. 29–33.
- Abbe E.C. Botanical results of the Greenfell-Fordes northern Labrador expedition // Rhodora. 1936. Vol. 38. P. 17–24.
- Abrahamsen N., Knudsen K.L. Indication of a geomagnetic low-inclination excursion in supposed Middle weichselian interstadial marine clay at Rubjerg, Denmark // Phys. Earth and Planet. Inter. 1979. Vol. 18, N 3. P. 238–246.
- Alestalo J. Land uplift and development of the littoral and aeolian morphology on Halluoto, Finland // Acta univ. ouluen. A. 1979. N 82. P. 109–120.
- Allard M., Tremblay G. Observations sur le Quaternaire de l'extrémité orientale de la péninsule de Gaspé, Québec // Géogr. phys. et quatern. 1981. Vol. 35, N 1. P. 105–125.
- Andrews J.T. Sea level history of Arctic coasts during the Upper Quaternary: dating, sedimentary sequences, and history // Progr. Rhys. Geogr. 1978. Vol. 2, N 3. P. 375–407.
- Andrews J.T. On the reconstruction of Pleistocene ice sheets: A review // Quatern. Sci. Rev. 1982. Vol. 1, N 1. P. 1–30.
- Andrews J.T., Miller G.H. Glacial erosion and ice sheet divides, northeastern Laurentide ice sheet, on the basis of the distribution of limestone erratics // Geology. 1979. Vol. 7, N 12. P. 592–596.
- Andrews J.T., Shilts W.W., Miller G.H. Multiple deglaciations of the Hudson Bay Lowlands, Canada, since deposition of the Missinaibi (last-interglacial?) formation // Quatern. Res. 1983. Vol. 19, N 1. P. 18–37.
- Anzhisheng C. A study on the lower boundary of quaternary-stratigraphic significance of the Matuyama (Gauss boundary) // XXVII Междунар. геол. конгр.: Докл. сов. геологов. М., 1984. Секция 01–03. С. 340.
- Argand E. La tectonique de l'Asie // C.r. Congr. Geol. Inter. Liege, 1922.
- Arias C., Bigazzi G., Bonnadonna F.P., Urban B. Tentative correlations among quaternary series of Central and Southern Europe // Acta geol. Acad. sci. hung. 1979. Vol. 22, N 1/4/ P. 81–88.

- Armstrong J.E. Post-vashow Wisconsin glaciation, Fraser Lowland, British Columbia // *Bull. Geol. Surv. Canada*. 1981. N 322. P. 1-34.
- Axelrod D.I. Climate and evolution in western North America during middle Pliocene time // *Evolution*. 1948. Vol. 2, N 2. P. 4-11.
- Axelrod D.I. Ocean-floor spreading in relation to ecosystematic problems // *A symp. of ecosystemat.* Honolulu, 1972. P. 4-12.
- Axelrod D.I. Rise of the grassland biome, Central North America // *Bot. Rev.* 1985. Vol. 51, N 2. P. 163-203.
- Azzaroli A. L'alce di Seneze // *Palaeontogr. ital.* 1952. Vol. 47. P. 133-141.
- Azzaroli A. Taxonomy of Quaternary Alcinæ (Cervidae, Mammalia) // *Third Intern. Theriol. Congr.: Abstr. pap.* Helsinki, 1982. P. 15.
- Ball G.E. The distribution of the species of the subgenus *Cryobius* (Coleoptera, Carabidae, Pterostichus) with special reference to the Bering Land Bridge and Pleistocene refugia // *Pacific basin biogeography*. Honolulu, 1963. P. 133-151.
- Baranowski S. Changes of Spitsbergen glaciation at the end of the Pleistocene and in the Holocene // *Quaest. geogr. geogr.* 1977. N 4. P. 5-27.
- Barron J.A., Harper H.E., Keller G. et al. Biostratigraphic summary of the Japan Trench transect, Leg 56 and 57, DSDP // *Init. Rep. DSDP*. 1980. Vol. 56/56. P. 505-520.
- Behrensmeyer A.K. The human effect in the Pleistocene, Woods Hole symposium, oral presentation. Woods Hole, 1977.
- Berger A.L. Obliquity and precession for the last 5 000 000 years // *Astron. and Astrophys.* 1976. Vol. 51. P. 127-135.
- Berger A.L. Power and limitation of an energy-balance climate model as applied to the astronomical theory of paleoclimates // *Paleogeogr. Paleoclimatol. Paleocol.* 1977a. Vol. 21. P. 227-235.
- Berger A.L. Support for the astronomical theory of climatic change // *Nature*. 1977b. Vol. 269, N 5623. P. 44-45.
- Berger A.L. Theorie astronomique des paleoclimates, une nouvelle approche // *Bull. Soc. belg. geol.* 1978. Vol. 87, N 1/2. P. 9-25.
- Berger A.L. The Milankovitch astronomical theory of paleoclimates: A modern review // *Vistas Astron.* 1980. Vol. 24, N 2. P. 103-122.
- Bering Land Bridge / Ed. D. Hopkins. Stanford, 1967.
- Bertalanffy L. General system theory. N.Y. 1968.
- Biggame of North America: Ecology and management. Wash. (D.C.), 1978. 495 p.
- Birchfield G.E., Weertman J., Linde A.T. A paleoclimate model of Northern hemisphere ice sheets // *Quatern. Res.* 1981. Vol. 15, N 2. P. 121-142.
- Birks H.J.B. Vegetation history at Wolf Creek, Minnesota, U.S.A. between 20 500 and 9000 B.P. // *Res. Publ. Clim. Res. Univ. E. Angl.* 1974. N 2. P. 58.
- Birks H.J.B. Late-Wisconsinian vegetational history at Wolf Creek, Central Minnesota // *Ecol. Monogr.* 1976. Vol. 46, N 4. P. 120-168.
- Black C.C. Holarctic evolution and dispersal of squirrels (Rodentia: Sciuridae) // *Evol. Biol.* 1972. Vol. 6. P. 305-322.
- Blanchard R.A. Uranium decay series disequilibrium in age determination of marine calcium carbonates: Ph. D. Thesis. St. Louis (Wash.), 1963. 164 p.
- Bliss L.C. Alpine community pattern in relation to environmental parameters. 1969. P. 44-68.
- Blystad P., Thomsen H., Simonsen A., Lie R.W. Find of a 'nearly complete Late Weichselian polar bear skeleton, *Ursus maritimus* Phipps, at Finøy, southwestern Norway: A preliminary report // *Norw. geol. tidsskr.* 1983. Vol. 63, N 2/3. P. 193-197.
- Böcher T.W. Nordische verbreitungstypen // *Sven. Bot. tidskr.* 1943. Vol. 37, N 4. P. 8-17.
- Böcher T.W. Climate, soil, and lakes in continental West Greenland in relation to plant life. København, 1949. 64 p.
- Böcher T.W. Distribution of plants in the circumpolar area in relation to ecological and historical factors // *Ecology*. 1951. Vol. 39, N 2. P. 72-94.
- Böcher T.W. Oceanic and continental vegetational complexes in Southwest Greenland. København, 1954. 336 p.
- Böcher T.W. Floristic and ecological studies in Middle West, Greenland // *Meddel. Phytol.* 1959. Vol. 156, N 1. P. 4-68.
- Böcher T.W., Holmen K., Jakobsen K. The flora of Greenland. Copenhagen, 1968. 312 p.
- Boellstorff J. North American Pleistocene stages reconsidered in the light of probable Pliocene-Pleistocene continental glaciation // *Science*. 1978. Vol. 202, N 4365. P. 305-307.
- Boessneck J. Ergänzungen zur einstigen Verbreitung des Bibers, Castor fiber // *Säugetierk. Mitt. München*. 1974. Bd. 22, H 1. S. 83-88.
- Boissonnault P., Gwyn Q.H. L'évolution du lac proglaciaire Memphrémagog, sud du Québec // *Geogr., phys. et quatern.* 1983. Vol. 37, N 2. P. 97-204.
- Bonnichen R., Joung D. Early technological repertoires: Bone to stone // *Canad. J. Anthropol.* 1980. Vol. 1, N 1. P. 123-128.
- Borden C.E. Origins and development of Early Northwest Coast culture to about 3000 B.C. Ottawa, 1975.
- Bothner M.H., Speaker E.C. Upper Wisconsinian till recovered on the continental shelf southeast of New England // *Science*. 1980. Vol. 210, N 4468. P. 423-425.
- Boulton G.S. Boulder shapes and grain-size distributions of debris as indicators of transport paths through a glacier and till genesis // *Sedimentology*. 1978. Vol. 25, N 6. P. 773-799.

- Bøyum A., Kjensmo J. Post-glacial sediments in Lake Linnévatn, Spitsbergen // Arch. Hydrobiol. 1980. Vol. 88, N 2. P. 232-249.
- Braidwood R.I., Reed C.A. The achievement and early consequences of food production // Cold Sping Harbor Symp. Quant. Biol. 1957. Vol. 22. P. 19-31.
- Bridges of the science between North America and the Russian Far East: 45th Arctic sci. conf.: Abstracts. Vladivostok: Dalnauka, 1994. Book 1. 338 p.; Book 2. 217 p.
- Briskin M., Harrell J. Time-series analysis of the Pleistocene deep-sea paleo climatic record // Mar. Geol. 1980. Vol. 36, N 1/2. P. 1-22.
- Britton M.E. Vegetation of the arctic tundra. Oregon, 1966. 64 p.
- Broecker W.S. Ocean chemistry during glacial time // Geochim. et cosmochim. acta. 1982. Vol. 46, N 10. P. 1689-1705.
- Brookes I.A., McAndrews J.H., Von Bitter P.H. Quaternary interglacial and associated deposits in southwest Newfoundland // Canad. J. Earth Sci. 1982. Vol. 19, N 3. P. 410-423.
- Brunton D.F. Taxonomy and status of *Silene uralensis* ssp. *ogilviensis* comb. nov. (Caryophyllaceae) in Yukon Territory, Canada // Canad. J. Bot. 1981. Vol. 59, N 7. P. 17-21.
- Bucha V. On the correlation of Quaternary stratigraphy stages in the Northern hemisphere // Project. 73-1-24 Quatern. Glaciati. North. Hemisphere Sess. Prague, 1977. Rep. 4. P. 91-101.
- Burel T., Klinebiel A., Vernet G. Indices d'une ligne de rivage émergée dans la région de Cartagena (Colombie) // Bull. Inst. géol. bassin Aquitaine. 1981. N 29. P. 161-166.
- Buskirk S., Gibson P. Zoogeography of arctic foxes (*Alopex lagopus*) on the Aleutian island // Worldwide Furbearer Conf. Proc. 1981. Vol. 1. P. 38-54.
- Butzer K.W. Environment and archeology. Chicago: Aldine, 524 p.
- Cain S.A. Foundation of plant geography. N.Y.: Harper, 1944. 556 p.
- Calkin P.E., Ellis J.M. Holocene glacial chronology of the Brooks Range, Northern Alaska // STRIAE. 1982. N 18. P. 3-8.
- Carlson P.R., Bruns T.R., Molnia B.F., Schwab W.C. Submarine valleys in the Northeastern Gulf of Alaska: Characteristics and probable origin // Mar. Geol. 1982. Vol. 47, N 3/4. P. 217-242.
- Carroll G.T. The use of bryophytic polsters and mats in the study of recent pollen deposition // Amer. J. Bot. 1943. N 30. P. 361-366.
- Chappell J. Relative and average sea level changes, and endo-, epi-, and exogenic processes on the Earth // Sea level rise and climate change: Proc. symp. 17th Gen. Assembly Intern Union Geod. and Geophys. Canberra; Wash. (D.C.), 1979. P. 411-430.
- Chebotaeva N.S. The history of the last glaciation of East Europe: (New data and controversial questions) // Project 73-1-24 Quatern. Glaciati. North. Hemisphere Sess. Prague, 1977. Rep. 4. P. 135-166.
- Chen J.-R., Fang W.-K. Предварительные исследования палеобереговой зоны на 50-метровой глубине в северной части Южно-Китайского моря // Дили сюэбао = Acta geogr. sinica. 1983. Vol. 38, N 2. P. 176-187.
- Christiansen E.A. The Wisconsinian deglaciation of southern Saskatchewan and adjacent areas // Canad. J. Earth Sci. 1979. Vol. 16, N 4. P. 913-938.
- Clague J.J. Late quaternary geology and geochronology of British Columbia. Pt 2. Summary and discussion of radiocarbon-dated quaternary history // Pap. Geol. Surv. Canada. 1981. N 80-35. P. 1-41.
- Clague J.J., Harper J.R., Hebda R.J., Howes D.E. Late Quaternary sea levels and crustal movements, coastal British Columbia // Canad. J. Earth Sci. 1982. Vol. 19, N 3. P. 597-618.
- Clayton L. An introduction to glacial Lake Agassiz // Geol. Assoc. Canada Spec. Pap. 1983. N 26: Glacial Lake Agassiz. P. 3-5.
- Coetzee J.A. Late Cainozoic palaeoenvironments of southern Africa // Antarcctic history and world palaeoenvironments: Proc. Symp. X INQUA Congr. Rotterdam, 1978. P. 84-86.
- Colbert E.H. The Pleistocene mammals of North America and their relations to Eurasian forms // Early man. N.Y.: Lippicott, 1937. P. 173-184.
- Colbert E.H. Evolution of the vertebrates. N.Y.: Wiley, 1958. 479 p.
- Colinvaux P.A. Quaternary vegetational history of Arctic Alaska // Bering Land bridge. Stanford, 1967. P. 69-80.
- Corroll G.T. The use of bryophytic polsters and mats in the study of recent pollen deposition // Amer. J. Bot. 1943. N 30. P. 361-366.
- Creager L.S., McManus D.A. Geology of the floor of Bering and Chukchi Seas ~ American studies // Bering Land bridge. Stanford, 1967.
- Croizat L. Panbiogeography: (Published by the author). Caracas, 1958.
- Croizat L., Nelson G., Rosen D.E. Centers of origin and related concepts // Syst. Zool. 1974. Vol. 23. P. 265-287.
- Cronin T.M. Paleoclimatic implications of Late Pleistocene marine ostracodes from the St. Lawrence Lowlands // Micropaleontology. 1981. Vol. 27, N 4. P. 384-418.
- Cronin T.M., Szabo B.J., Ager T.A. et al. Quaternary climates and sea levels of the U.S. Atlantic coastal plain // Science. 1981. Vol. 211; N 4479. P. 233-240.
- Cumbaa S.L., McAllister D.E., Morlan R.E. Late Pleistocene fish fossils of *Coregonus*, *Stenodus*, *Thymallus*, *Catostomus*, *Lota*, and *Cottus* from the Old Crow basin, northern Yukon, Canada // Canad. J. Earth Sci. 1981. Vol. 18, N 11. P. 1740-1754.
- Cumming D.H.M. The influence of large herbivores on savanna structure in Africa // Ecology, of tropical savannas. B., 1982. P. 217-245.

- Cwynar L.C. A Late-Guateryan vegetation history from Hanging Lake, northern Yukon // *Ecol. Monogr.* 1982. Vol. 52, N 1. P. 1–24.
- Dall W.H. A critical review of Bering's first expedition, 1725–1730, together with a translation of his original report upon it // *Nat. Geogr. Mag.* II. 2 Separate. P. 1–59: map.
- Damas D. Arctic / Smithsonian Inst. Wash. (D.C.). 1984. Vol. 5. 829 p.
- D'Anglejan B. Evolution post-glaciaire et sédiments récents de la plate-forme infra-littorale, baie de Lointe-Anne, estuaire du Saint-Laurent, Québec // *Geogr., phys. et quatern.* 1981. Vol. 35, N 2. P. 253–260.
- Dansgaard J., Duplessy J.-C. The Eemian interglacial and its termination // *Boreas*. 1981. Vol. 10, N 2. P. 219–228.
- Darlington F. Zoogeography: The geographical distribution of mammals. N.Y., 1957. 413 p.
- Darwin C. On the origin of species by means of natural selection. L.: Murray, 1859.
- Davies J.J. Pleistocene geography and the distribution of Northern Pinnipeds // *Ecology*. 1958. Vol. 39, N 1.
- Davis M.B. On the theory of pollen analysis // *Amer. J. Sci.* 1963. Vol. 261. P. 897–912.
- Davis M.B., Goodlett J.C. Comparison of the present vegetation with pollen-spectra in surface samples from Brownington Pond // *Ecology*. 1960. Vol. 41. P. 346–357.
- Davis P.H., Heywood V.H. Principles of angiosperm taxonomy. Edinburgh; L., 1963. 356 p.
- De Beaulieu J.L., Reille M. Paléoenvironnement tardiglaciaire et holocène des lacs de Pelléautier et Siguret (Hautes-Alpes, France). 1. Histoire de la végétation d'après les analyses polliniques // *Ecol. mediter.* 1983. Vol. 9, N 3/4. P. 19–36.
- Die eiszeitliche Tierwelt von Mosbach // *Ihre Umwelt – Ihre Zeit*. 1980. Bd. 60. S. 117–130.
- Dietz R.S., McHone J.F. El'gygytyn: Probably world's largest meteorite crater // *Geology*. 1976. Vol. 4, N 7. P. 391–392.
- Ding Su-yin. A new edentate from the Paleocene of Guangdong // *Vertebrata Palasiatica*. 1979. N 17. P. 57–64.
- Dionne J.-C. An outline of the eastern James Bay coastal environments // *Pap. Geol. Surv. Canada*. 1978–1980. N 80. P. 311–338.
- Dixon E.J. Pleistocene proboscidean fossils from the Alaskan continental shelf // *Quatern. Res.* 1983. Vol. 20, N 1. P. 113–119.
- Dortch C.E., Muir B.G. Long range sightings of bush fires as a possible incentive for Pleistocene voyages to Greater Australia // *West. Austral. Natur.* 1980. Vol. 14, N 7. P. 194–198.
- Downs T. A mandible of the seal *Allodesmus kernensis* from the Kern River Miocene (Temblor) of California // *Bull. S. Calif. Acad. Sci.* 1953. Vol. 52. P. 3.
- Dredge L.A. Character and development of northern Lake Agassiz and its relation to Keewatin and Hudsonian ice regimes // *Geol. Assoc. Canada Spec. Pap.* 1983. N 26: Glacial Lake Agassiz. P. 117–131.
- Drexler C.W., Farrand W.R., Hughes J.D. Correlation of glacial lakes in the Superior Basin with eastward discharge events from Lake Agassiz // *Ibid.* 1983. N 26: Glacial Lake Agassiz. P. 309–329.
- Dubrovo I.A. Die fossilen Elefanten Papas // *Quartärpaläontol. Abh. und Ber. Inst. Quartärpaläontol.* 1981. Bd. 4. S. 49–84.
- Dyke A.S. Glacial history of and marine limits on southern Somerset Island, district of Franklin // *Pap. Geol. Surv. Canada*. 1978. N 78. P. 218–223.
- Dyke A.S. Glacial geology of northern Boothia Peninsula, District of Franklin // *Ibid.* 1979a. N 18. P. 429–432.
- Dyke A.S. Radiocarbon-dated holocene emergence of Somerset Island, central Canadian Arctic // *Ibid.* 1979b. N 18. P. 307–318.
- Dyke A.S. Glacial and sea-level history of Southwestern Cumberland Peninsula, Baffin Island, N.W.T., Canada // *Arct. and Alp. Res.* 1979c. Vol. 11, N 2. P. 179–202.
- Dyke A.S. Quaternary geology of Somerset Island, District of Franklin // *Mem. Geol. Surv. Canada*. 1983. N 404. P. 1–32.
- Dyke A., Andrews J.T., Miller G.H. Quaternary geology of Cumberland Peninsula, Baffin Island, district of Franklin // *Ibid.* 1982. N 403. P. 1–32.
- Edwards A.W.F., Cavalli-Sforza L.L. Reconstruction of evolutionary trees // *Phenetic and phylogenetic classification: Systematics Association. L.*, 1964. P. 67–76.
- Ellis J.M., Calkin P.E. Nature and distribution of glaciers, neoglaciac moraines, and rock glaciers, East-Central Brooks Range, Alaska // *Arct. and Alp. Res.* 1979. Vol. 11, N 4. P. 403–420.
- Emery K.O., Niino H. Stratigraphy and petroleum prospects of Korean strait and the East China Sea // *Rep. Geophys. Explor. Geol. Surv. Korea*. 1967. Vol. 1. P. 1–249.
- Emiliani C., Rooth C., Stipp J.J. The late wisconsin flood into the Gulf of Mexico // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1978. Vol. 41, N 2. P. 159–162.
- England J. Isostatic adjustments in a full glacial sea // *Canad. J. Earth Sci.* 1983. Vol. 20, N 6. P. 895–917.
- Engler A. Monographie der Gattung Saxifraga. Breslau, 1872. 420 S.
- Engler A., Prantl K. Die natürlichen Pflanzenfamilien. Leipzig, 1930. Bd. 18a. 568 S.
- Eräbrink D.P. A review of fossil and recent bears of the Old World: 2 pt. Lange; Deventer, 1953. Vol. 1/2. 609 p.
- Eronen M., Haila H. Shoreline displacement near Helsinki, southern Finland, during the Ancylus Lake stage // *Ann. Acad. sci. fenn. Ser. A3*. 1982. N 134. P. 111–129.
- Estes R. Handbuch der Paläohierpetologie. T. 2. Gymnophiona. Caudata. Stuttgart: Fischer, 1981. 120 S.
- Estevez J. Primer hallazgo del buel almisczlado (Ovibos moschatus, Zimmermann) en el pleistoceno peninsular // *Acta geol. hisp.* 1978 (1979). Vol. 13, N 2. P. 59–60.
- Ewing M., Donn W.L. A theory of ice ages // *Science*. 1956. Vol. 123. P. 1061.
- Fairbridge R.W. Eustatic changes in sea level // *Phys. and chem. Earth*. 1961. N 4. P. 99–185.

- Fairbridge R.W.* The Holocene boundary stratotype: local and global problems // *Sver. geol. unders.* C. 1982. N 794. P. 281–286.
- Faure H.* New approach to Quaternary sea level problems // *Bol. paran. geociênc.* 1975. N 33. P. 14–15.
- Fenton M.M., Moran S.R., Teller J.T., Clayton L.* Quaternary stratigraphy and history in the southern part of the Lake Agassiz basin // *Geol. Assoc. Canada. Spec. Pap.* 1983. N 26: Glacial Lake Agassiz. P. 49–74.
- Fernald M.L.* Persistence of plants in unglaciated areas of boreal America // *Mem. Gray Herd. Harvard Univ.* 1925. Vol. II. P. 17–44.
- Field M.E., Nelson C.H., Cacchione D.A., Drake E.* Sand waves on an epicontinental shelf: Northern Bering Sea // *Mar. Geol.* 1981. Vol. 42, N 1/4. P. 233–258.
- Fillon R.H., Folinsbee R.A., Palmer R.* Deep shelf and slope terraces off northern Labrador // *Nature.* 1978. Vol. 273, N 5665. P. 743–746.
- Fisk H.N.* Geological investigation of the alluvial valley of the lower Mississippi River // *Vicksburg. Mississippi River Commun.* 1944. N 78.
- Flerow C.C.* Zur geographischen Verbreitung der Gattung *Procyon* im Pleistozän und Holozän // *Quartärpaläontologie.* 1980. Bd 4. S. 123–126.
- Foley R.* Modelling hunting strategies and inferring predator behaviour from prey attributes // *Animals and archaeology.* Oxford, 1983. Vol. 1: Hunters and their prey. P. 63–76. (Intern. Ser.; N 163).
- Freeland G.L., Stanley D.J., Swift D.J.P., Lambert D.N.* The Hudson Shelf Valley: Its role in shelf sediment transport // *Mar. Geol.* 1981. Vol. 42, N 1/4. P. 399–427.
- Frenzel B.* The history of flora and vegetation during the Quaternary // *Progr. Bot.* 1979. Vol. 41. P. 324–334.
- Frey J.C., Willman H.B.* Classification of the Wisconsinian stage in the Lake Michigan glacial lobe // *Ill. State Geol. Surv. Circ.* 19. Vol. 16. P. 285.
- Friant M.* Sur le *Castor plicidens* de l'époque des Palafittes // *Natur. Mus. Stadt Bern.* 1965. Jg. 1960–1962. S. 117–125.
- Frick Ch.* Horned Ruminants of North America // *Bull. Amer. Mus. Nat.* 1937. Vol. 69. P. 1–669.
- Frisson G.C.* Man and bison relationships in North America // *Canad. J. Anthropol.* 1980. Vol. 1, N 1. P. 75–76.
- Fröderström H.* Enumeration of Sedum collection from Himalaya // *Arct. Bot.* 1943. Vol. 30A, N 9. P. 1–8.
- Futyma R.P.* The northern limits of glacial Lake Algonquin in upper Michigan // *Quatern. Res.* 1981. Vol. 15, N 3. P. 291–310.
- Gadd N.R.* Glacial geology of Grand Manan Island, New Brunswick: Discussion // *Canad. J. Earth Sci.* 1981. Vol. 18, N 1. P. 176–177.
- Gelting P.* The *Rhizocarpon* species with peltate areoles occurring in Europe and North America // *Bot. tidskr.* 1954. N 51. P. 34–42.
- Geuld H.R., McFarlan E.Jr.* Geologic history of the Chenier Plain, Southwestern Louisiana // *Gulf Coast Assoc. Geol. Soc. Trans.* 1959. N 9. P. 261–270.
- Giterman R.E., Golubeva L.B.* Vegetation of Eastern Siberia during the Anthropogene period // *Bering Land bridge.* Stanford, 1967. P. 52–60.
- Gjarevoll O.* Survival of plants on nunataks in Norway during the Pleistocene glaciation. Oxford etc., 1963. P. 63–84.
- Good R.* The geography of the flowering plants. L.; Colchester, 1964. 642 p.
- Granö O.* An emerging esker in southern Finland // *Geogr. Ann. A.* 1981. Vol. 63, N 3/4. P. 293–301.
- Gray I., Boutray B., Hillaire-Marcel C., Lauriol B.* Postglacial emergence of the west coast of Ungava Bay, Quebec // *Arct. and Alp. Res.* 1980. Vol. 12, N 1. P. 19–30.
- Greager J.S., Mcmanus D.A.* Geology of the floor of the Bering and Chukchi Seas-American studies // *Bering Land Bridge.* Stanford, 1967. P. 44–56.
- Gripp K.* Die inneren wüstenzeitlichen Sander in Schleswig-Holstein // *Meyniana.* 1976. Bd. 28. S. 29–32.
- Gromov V.I., Nikiforova K.V., Kahlke H.D.* Grosssäugerstratigraphie im Gebiet der skandinavischen Vereisungen // *Schriftenr. geol. Wiss.* 1978. N 9. S. 145–160.
- Grove J.M.* The glacial history of the Holocene // *Progr. Phys. Geogr.* 1979. Vol. 3, N 1. P. 1–54.
- Guenther E.W.* Funde von *Archidiscodon meridionalis* und von *Trogontherium cuvieri* aus den interglacialen Tegelen-Schichten // *Quartärpaläontologie.* 1986. Bd. 6. S. 53–65.
- Guthrie R.D.* Paleocology of the large-mammal community in interior Alaska during the Late Pleistocene // *Amer. Midland and Natur.* 1968. Vol. 79. P. 346–363.
- Guthrie R.D.* Bison and man in North America // *Canada. J. Anthropol.* 1980. Vol. 1, N 1. P. 55–73.
- Guthrie R.D., Matthews I.V.* The Cape Deceit fauna-Early Pleistocene mammalia assemblage from Alaska // *Arct. Quatern. Res.* 1971. Vol. 4, N 1. P. 474–510.
- Hadač E.* On the history of the flora of Iceland // *Stud. Bot. Cechosl.* 1948. N 9. P. 141–156.
- Hadač E.* The history of the flora of Spitsbergen and Bear Island and the age of some arctic plant species // *Preslia.* 1960. N 32. P. 42–71.
- Hafsten U.* Shore-level changes in South Norway during the last 13 000 years, traced by biostratigraphical methods and radiometric datings // *Norw. geogr. tidsskr.* 1983. Vol. 37, N 2. P. 63–79.
- Hairston N.G., Smith F.E., Slobodkin L.B.* Community structure, population control and competition // *Amer. Natur.* 1960. Vol. 94. P. 421–425.
- Hakansson S.* A reservoir age for the coastal waters of Iceland // *Geol. fören. Stockholm förhandl.* 1983. Vol. 105, N 1. P. 64–67.
- Hall E.R.* The mammals of North America. N.Y.; Toronto: Wiley, 1981. Vol. 1. 600 p.
- Hall E.R., Kelson K.R.* The mammals of North America. N.Y.: Ronald, 1959. 1183 p.

- Hall M.E.J. Studies on the lichen *Rinodina oreina* in North America. *Bull. Torrey Bot. Club.* 1952. Vol. 79, N 3. P. 251–259.
- Hall S.A. Deteriorated pollen grains and the interpretation of Quaternary pollen diagrams // *Rev. Palaeobot. and Palynol.* 1981. Vol. 32, N 2/3. P. 193–206.
- Hammen T. van der. Changes in life conditions on Earth during the past one million years // *Biol. skr. Kgl. dan. vid. selsk.* 1979. Vol. 22, N 6. P. 1–32.
- Hammen T. van der. Environmental changes in the Northern Andes and the extinction of mastodont // *Geol. mijnbouw.* 1981. Vol. 60, N 3. P. 369–372.
- Hanley Th.A., Taber R.D. Selective plant species inhibition by elk and deer in tree conifer communities in western Washington // *Forest Sci.* 1980. Vol. 26, N 1. P. 97–107.
- Hansen H.M. Life forms as age indicators. Bingkjbing, 1956. 54 p.
- Hansen M.C. A mastodont from Late Wisconsinian lake silts, Athens County, Ohio // *Compass Sigma Gamma Epsilon.* 1984. Vol. 61, N 2. P. 59–64.
- Hardy L. Le wisconsinien supérieur à l'est de la baie James (Québec) // *Natur. Canad.* 1982. Vol. 109, N 3. P. 333–351.
- Harington C.R. Pleistocene mammals from Lost Chicken Creek, Alaska // *Canad. J. Earth Sci.* 1980. Vol. 17, N 2. P. 168–198.
- Harington C.R., Shackleton D.M. A tooth of *Mammuthus primigenius* from Chestermere Lake near Calgary, Alberta, and the distribution of mammoths in southwestern Canada // *Ibid.* 1978. Vol. 15, N 8. P. 1242–1283.
- Hays J.D. Stratigraphy and evolutionary trends of Radiolaria in north Pacific Deep Sea sediments // *Geol. Soc. Amer. Mem.* 1971. N 126. P. 185–212.
- Heath G.R. Simulations of a glacial paleoclimate by three different atmospheric general circulation models // *Palaeogeogr., Palaeochimol., Palaeoecol.* 1979. Vol. 26, N 3/4. P. 291–303.
- Heinz E., Poplin F. Alces carnutorum (Laugel, 1982) du pleistocene de Saint-Prest (France): Systematique et evolution des Alcines (Cervidae, Mammalia) // *Quartärpaläontologie.* 1981. Bd. 4. S. 105–122.
- Hermann Y., Hopkins D.M. Arctic oceanic climate in Late Cenozoic time // *Science.* 1980. Vol. 209. P. 557–562.
- Herrero S. Aspects of evolution and adaptation in American black bears (*Ursus americanus* Pallas) and brown and grizzly bears (*Ursus arctos* Linn.) of North America // *Bears – their biology and management.* Marges, 1972. P. 221–231. (IUCN Publ.; Vol. 9, N 23).
- Heusser C.J. Pollen diagrams from the Shumagin Islands and adjacent Alaska Peninsula, southwestern Alaska // *Boreas.* 1983. Vol. 12, N 4. P. 279–295.
- Hibbard C. Upper Pliocene fauna from Meade County, Kansas // *Trans. Kans. Acad. Sci.* 1937. Vol. 40. P. 239–266.
- Hibbard C.W. *Eguus* (*Asinus*) *calobatus* Troxell and associated vertebrates from the Pleistocene of Kansas // *Ibid.* 1953. Vol. 56. P. 111–126.
- Hibbard C.W., Wright B.A. A new Pleistocene Bighorn sheep from Arizona // *J. Mammal.* 1956. Vol. 37, N 1. P. 105–107.
- Hiitonen J. Über die gemeinsam Zuge der Floren vom Nordamerika und Fennoskandien nebst einem Blick auf die Salix-flora des östlichen Nord-America. Helsingforsiae, 1950. 54 p.
- Hillierud J.M. Bisons as indicators of geologic age // *Canad. J. Anthropol.* 1980. Vol. 1, N 1. P. 77–80.
- Hjort C. Glaciation in northern East Greenland during the Late Weichselian and Early Flandrian // *Boreas.* 1979. Vol. 8, N 3. P. 281–296.
- Hoffmann R.S. Of mice and men: beringian dispersal and the ice-free corridor // *Canad. J. Anthropol.* 1980. Vol. 1, N 1. P. 51–52.
- Holland G.P. Faunal affinities of the fleas (Siphonaptera) of Alaska with an annotated list of species // *Pacific basin biogeography.* Honolulu, 1963. P. 45–63.
- Holman J.A. Lower Oligocene amphibians from Saskatchewan // *Quart. J. Fla. Acad. Sci.* 1968. Vol. 3. P. 273–289.
- Hopkins D.M. Cenozoic history of the Bering Land Bridge // *Science.* 1959. Vol. 129. P. 7–34.
- Hopkins D.M. The Bering Land Bridge. Stanford: Univ. press, 1967a. 495 p.
- Hopkins D.M. The Cenozoic history of Beringia – a synthesis // *The Bering. Land Bridge.* Stanford, 1967b. P. 451–484.
- Hopkins D.M. Quaternary marine transgression in Alaska // *Ibid.* Stanford: Univ. press, 1967c. P. 47–90.
- Hopkins D.M. Paleoclimatic speculations suggested by new data of the location of the spruce refugium in Alaska during the last glaciation. Montana, 1970. 44 p.
- Hopkins D.M. The paleogeography and climatic history of Beringia during Late Cenozoic time // *Inter-Nord.* 1972. N 12. P. 121–150.
- Hopkins D.M. Sea level history in Beringia during the past 250 000 years // *Quatern. Res.* 1973. N 3. P. 520–540.
- Hopkins D.M. Aspects of the paleogeography of Beringia during the Late Pleistocene // *Paleoecology of Beringia.* N.Y.: Acad. Press, 1982. P. 3–28.
- Hopkins D.M., MacNeil F.S., Leopold E.B. The coastal plain at Nome, Alaska: a Late Cenozoic type section for the Bering Strait region // XXI Intern. Geol. Congr. Proc. Copenhagen: Norden, 1960. P. 46–67.
- Hopkins D.M., MacNeil F.S., Leopold E.B. The coastal plain at Nome, Alaska // *Quatern. Res.* 1974. N 4. P. 441–470.
- Hopkins D.M., MacNeil F.S., Merklin R.L., Petrov O.M. Quaternary correlations across Bering Strait // *Science.* 1965. Vol. 147. P. 1107–1114.
- Howell A.N. Revision of the North American ground squirrels, with a classification of the North American Sciuridae // *N. Amer. Fauna.* 1938. Vol. 56.
- Howes D.E. Late Quaternary sediments and geomorphic history of northcentral Vancouver Island // *Canad. J. Earth Sci.* 1981. Vol. 18, N 1. P. 1–2.
- Hrdlička A. Crania of Siberia // *Amer. J. Phys. Anthropol.* 1942. Vol. 29, N 4.

- Huene R., Shor G.G. The structure and tectonic history of the Eastern Aleutian trench // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1969. Vol. 80, N 10. P. 1189–1902.
- Hultén E.A. Outline of the history of Arctic and boreal biota during the quaternary period. Stockholm, 1937a. 248 p.
- Hultén E.A. Flora of the Aleutian islands. Stockholm, 1937b. 382 p.
- Hultén E.A. The amphiatlantic plants and their phytogeographical connections. Stockholm, 1958. 634 p.
- Hultén E.A. Flora of Aleutian islands // *Codicote*. 1960. Vol. 53, N 4. P. 72–98.
- Hultén E.A. Plants on the floating ice-island "Arlis II" // *Sven. bot. tidskr.* 1962. Vol. 56, N 2. P. 34–42.
- Hultén E.A. The distributional conditions of the flora of Beringia // *Pacific basin biogeography*. Honolulu, 1963. P. 42–48.
- Hultén E.A. The *Saxifraga flagellaris* complex // *Sven. bot. tidskr.* 1964. Vol. 58, N 1. P. 68–94.
- Hultén E.A. Flora of Alaska and neighboring territories. Stanford, 1968. 1004 p.
- Hultén E.A. The circumpolar plants. Stockholm. Vol. 1. 1964. 268 p.; Vol. 2. 1970. 284 p.
- Hultén E.A. Supplement to flora of Alaska and neighbouring territories // *Bot. Notis.* 1973. Vol. 126. P. 1–36.
- Hustich J.A. Comparison of the flora on Subarctic mountains in Labrador and in Finnish Lapland. Helsinki; Helsingfors, 1962. 45 p.
- Hypothesen zur Entstehung der quartären Inlandvereisungen // *Scriptenr. geol. Wiss.* 1978. N 9. S. 43–60.
- Hyvärinen H. Helsingin seudun rannansilrtyminen Litorina-aikana Sipooa tutkitun näytesarjan valossa // *Terra*. 1979. Vol. 91, N 1. P. 15–20.
- Ingle I.S. Pleistocene and Pliocene foraminifer from the Japan Sea, Leg. 31 // *Init. Rep. DSDP*. 1973. Vol. 31. P. 693–701.
- International conference on Arctic margins: Abstracts. Magadan, 1994. 139 p.
- Iversen J. The development of Denmark's nature since the last glacial. København, 1973. 82 p.
- Ives J.D. The maximum extent of the Laurentide ice sheet along the east coast of North America during the last glaciation // *Arctic*. 1978. Vol. 31, N 2. P. 24–53.
- Jackson L.E. New evidence for the existence of an ice free corridor in the Rocky Mountain foothills near Calgary, Alberta, during Late Wisconsinan time // *Pap. Geol. Surv. Canada*. 1979. N 1A. P. 107–111.
- Jahn A. The Varanger Peninsula (Norway) and the problem of the fossilisation of periglacial phenomena in Europe // *Geogr. ann. A*. 1979. Vol. 61, N 1/2. P. 1–10.
- Jinossy D. Plio-Pleistocene bird remains from the Carpathian Basin. 5. Podicipediformes, Ciconiiformes, Otidiformes, Columbiformes, Piciformes // *Aquila*. 1979 (1980). Vol. 86. P. 19–33.
- Jardine W.G. Holocene shorelines in Britain: Recent studies // *Geol. mijnbouw*. 1981. Vol. 60, N 3. P. 297–304.
- Jardine W.G. Sea-level changes in Scotland during the last 18000 years // *Proc. Geol. Assoc.* 1982. Vol. 93, N 1. P. 25–41.
- Johnson A.W., Packer J.G. Distribution, ecology and cytology of the Ogotorik Creek flora and the history of Beringia // *Bering Land Bridge*. Stanford, 1967. P. 64–71.
- Johnson D.L. The origin of island mammoths and the Quaternary land bridge history of the Northern Channel Islands, California // *Quatern. Rev.* 1978. Vol. 10, N 2. P. 204–225.
- Joly F., Dewold J. Périglaciaire comparé de deux territoires arctiques: cartes géomorphologiques au 1 : 50.000 de la presqu'île de Brøgger (Spitsberg) et du sud de l'île d'Axel Heiberg (Canada) // *Polarforschung*. 1983. Vol. 53, N 2. P. 37–41.
- Jonson P.G. Rock glaciers: A case for a change in nomenclature // *Geogr. ann. A*. 1983. Vol. A65, N 1/2. P. 27–34.
- Jouse A.P. Diatom floras and the history of Ochotsk and Bering Sea // *Bering Land Bridge*. Stanford, 1967. P. 284–292.
- Kahlke H.D. Early middle pleistocene (Mindel / Elster) Praeovibos and Ovibos: A contribution to the systematics and phylogeny of the Ovibovini. Helsinki, 1964. 17 p.
- Kahlke H.D. Ausgrabungen auf vier Kontinenten. Leipzig: Urania, 1967. 218 S.
- Kahlke H.D. Biostratigraphical correlations (mammals) of Quaternary continental deposits of Europe and the Far East // *Quartärpaläontologie*. 1986. Bd 6. S. 83–86.
- Kalvoda J. Review of the Quaternary glaciation in the Himalayas // *Quatern. glaciations North. Hemisphere: Intern. geol. correl. program*. Prague, 1981. P. 163–185.
- Kamei T. On the geological age of the Hanaizumi bed, mammalian deposits of the Glacial Age, North-East Japan // *Earth Sci.* 1961. Vol. 53. P. 28–31.
- Kamei T. Faunal succession of Pleistocene mammals in the Japanese Islands: An aspect // *Quartärpaläontol. Abh. und Ber. Inst. Quartärpaläontol.* Weimar. 1981. Vol. 4. P. 165–174.
- Kaplina T.N., Lozhkin A.V. Age of a loess deposit of the maritime Lowland of Yakutia // *Intern. Geol. Rev.* 1980. Vol. 22, N 4. P. 470–476.
- Karlstrom T.N.V. The Cook Inlet, Alaska, glacial record and Quaternary classification // *Geol. Surv. Prof. Pap.* 1960a. N 400-B. P. 330–332.
- Karlstrom T.N.V. Surficial deposits of Alaska // *Ibid.* 1960b. N 400-B. P. 333–335.
- Karte J. Räumliche Abgrenzung und regionale Differenzierung des Periglaziärs // *Bochum. geogr. Arb.* 1979. N 35. XI. S. 1–211.
- Kazuhiro T. Environmental changes in Eastern Asia during the past 2000 years: Volcanism, tectonism, climate, and palaeoceanography // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 1980. Vol. 32, N 1/2. P. 89–97.
- Kellogg R. Pinnipeds from Miocene and Pleistocene deposits of California // *Univ. Calif. Berkeley Publ. Geol. Sci.* 1922. Vol. 13, N 4.
- Kellogg R. Fossil pinnipeds from California. Wash. (D.C.): Cornege Inst., 1927. 346 p.

- Kes A.S. The causes of waterlevel changes of the Aral Sea in the Holocene // *Sov. Geogr.: Rev. and Transl.* 1979. Vol. 20, N 2. P. 104–113.
- Kessel B. West-East relationships in the birds of Northern Alaska // *Pacific basin biogeography*. Honolulu, 1963. P. 79–84.
- Kidson C., Heywoth A. Holocene eustatic sea level change // *Nature*. 1978. Vol. 273, N 5665. P. 748–750.
- Klassen R.W. A unique stratigraphic record of late Tertiary – Quaternary events in south-eastern Yukon // *Canad. J. Earth Sci.* 1978. Vol. 15, N 11. P. 1884–1886.
- Klassen R.W. Assiniboine delta and the Assiniboine-Ou'Appelle valley system – implications concerning the history of Lake Agassiz in southwestern Manitoba // *Geol. Assoc. Canada. Spec. Pap.* 1983. N 26: Glacial Lake Agassiz. P. 211–229.
- Kline J., Reger R., McFarlane R., Williams T. Surficial geology and test drilling at Pilgrim Springs, Alaska // *Univ. Ala. Geophys. Inst. Rep.* 1980. N 271. P. 21–28.
- Kling S.A. Radiolaria from the eastern North Pacific, Deep Sea Drilling Project, leg 18 // *Init. Rep. DSDP*. 1973. Vol. 18. P. 617–671.
- Knebel H.J., Wood S.A., Spiker E.C. Hudson River: Evidence for extensive migration on the exposed continental shelf during Pleistocene time // *Geology*. 1979. Vol. 7, N 5. P. 254–258.
- Kobayashi K. Iron sulfides in the sediment cores from the sea of Japan and their geophysical implications // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1972. Vol. 16. P. 200–208.
- Koblet R. Fragen des alpwirtschaftlichen Futterbauer: *Arb. Gemeinsh. Förd. Futterban*, 1946. 18 S.
- Koby F.E. Sur l'extension vers le sud-ouest de guelgues representats de la faune froide wurmienne // *Anthropos: Mammalia pleistocenica*. Brno, 1960. Suppl. 1. P. 101–107.
- Kolfschotten T. On the Holsteinian? and Saalian mammal fauna from the ice-pushed ridge near Rhenen (The Netherlands) // *Meded. Rijks Geol. Dienst*. 1981. Vol. 35, N 2/7. P. 223–251.
- Kolp O. Die Bedeutung der isostatischen Kippbewegung für die Entwiklung der südlichen Ostseeküste // *Ztschr. geol. Wiss.* 1981. Bd. 9, N 1. S 7–22.
- Kotsakis T., Palombo M.R., Petronio C. Mammuthus chosaricus e cervns elaphus del pleistocene superiore di Via Flaminia (Roma) // *Geol. rom.* 1978. Vol. 17. P. 411–445.
- Kowalski K. Origin of mammals of the Arctic tundra // *Folia quaternaria*. 1980. N 51. P. 3–16.
- Kozhamkulova B.S. The Late Cenozoik two-humped (bactrian) camels of Asia // *Quartärpaläontologie*. 1986. Bd. 6. S. 93–97.
- Kubiak H. The skulls of Mammuthus primigenius (Blumenbach) from Debica and Bzianka near Rzeszów, South Poland // *Folia quaternaria*. 1980. N 51. P. 31–45.
- Kukla G. The classical European glacial stages: Correlation with deep-sea sediments // *Trans. Nebr. Acad. Sci.* 1978. Vol. 6. P. 57–93.
- Kurten B. The evolution of the Polar Bear (Ursus maritimus Phipps) // *Acta zool. fenn.* 1964. N 108. P. 30.
- Kurten B. Pleistocene mammals and the Bering bridge // *Comment. biol. Soc. sci. fenn.* 1966. Vol. 29. P. 1–7.
- Kurten B. Pleistocene mammals of Europe: Weidenfeld and Nicolson. 1968. 317 p.
- Kurten B. The Neogene wolverine Plesiogulo and the origin of Gulo (Carnivora, Mammalia) // *Acta zool. fenn.* 1970. N 131. P. 3–22.
- Kurten B., Rausch R. Biometric comparisons between Nord American and European mammals // *Acta arct.* 1959. Vol. 11. P. 5–45.
- Lalou C., Duplessy J.C. Sea level variations: Interest for neotectonic studies // *Symp. intern.: Géodyn. Sud-Ouest pacif.*, Noumea. P., 1977. P. 405–412.
- Lauphlin W.S. Human migrations and permanent occupations in the Bering Sea area // *Bering Land Bridge*. Stanford, 1967. P. 409–450.
- Lauriol B., Gray J.T., Hetu B., Cyr A. Le cadre chronologique et paleogeographique de l'évolution marine depuis la deglaciation dans la région d'aupaluk, nouveau-québec // *Geogr., phys. et quatern.* 1979. Vol. 33, N 2. P. 189–203.
- Laury R.L. Paleoenvironment of a Late Quaternary mammoth – bearing sinkhole deposit, Hot Springs, South Dakota // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1980. Vol. 91, N 8, pt 1. P. 465–475.
- Leblanc R.J., Bernard H.H. Résumé of Late Recent geological history of the Gulf coast // *Geol. minjnbonw.* 1954. Vol. 16. P. 185–194.
- Legget R.F. Glacial geology of Grand Manan Island, New Brunswick // *Canad. J. Earth Sci.* 1980. Vol. 17, N 4. P. 440–452.
- Leinehan P.A. Outpnt of pasture. N.Y., 1947. P. 173–176.
- Li H.L. Floristic relationships between E. Asia and E. North America // *Trans. Amer. Philos. Soc.* 1962. Vol. 42, N 2.
- Lichti-Federovich S. Navicula snbfossilis sp. nov., the dominant taxonomic entity of a Pleistocene assemblage from Ellesmere Island, N. W. T. // *Canad. J. Bot.* 1980. Vol. 58, N 12. P. 1334–1340.
- Lindner L., Marks L., Pekala K. Quaternary glaciations of South Spitsbergen and their correlation with Scandinavian glaciations of Poland // *Acta geol. pol.* 1983. Vol. 33, N 1/4. P. 169–182.
- Lindroth C.H. The Aleutian Islands as a route for dispersal across the North Pacific // *Pacific basin biogeography*. Honolulu, 1963. P. 121–131.
- Lindsay E.H., Ophyke N.D. Dispersal of the horse equus in the late Cenozoic // *Acta geol. Acad. sci. hung.* 1979. Vol. 22, N 1/4. P. 75–80.
- Linsley E.F. Bering area relationships of Cerambycidae and their host plants // *Pacific basin biogeography*. Honolulu, 1963. P. 159–178.

- Lister A.M. Mammoths in miniature // *Nature*. 1993. Vol. 362, N 6418. P. 288–289.
- Löve D. The postglacial development of the flora of Manitoba: A discussion. Montreal, 1959.
- Ludwig A.O. Znr Asymmetrie der quartären Vereisungsabläufe und ihrer Folgeerscheinungen am Beispiel von Nordeuropa // *Wiss. Ztschr. E. M. Arndt-Univ. Greifswald. Math.-naturwiss. R.* 1978. Bd. 27, N 1/2. S. 59–62.
- Ludwig G., Müller H., Vollbrecht K. Sediments on the Iceland–Faeroe ridge // *Geol. Jb. D.* 1976. N 16. S. 3–28.
- Mackey J.R., Matthews J.V., Jr. Pleistocene ice and sand wedges, Hooper Island, North–west Territories // *Can. J. Earth Sci.* 1983. Vol. 20, N 7. P. 1087–1097.
- Macpherson A.H. The origin of diversity in mammals of the Canadian arctic tundra // *Syst. Zool.* 1965. N 14. P. 153–173.
- Madden C.T. Earliest isotopically dated mammoth from North America // *Quatern. Res.* 1980. Vol. 13, N 1. P. 147–150.
- Makowska A. Eema interglacialo kaj la glacialo Vistulio en Malsupra Povoislo // *Geol. intern. (PRL)*. 1982. Vol. 4. P. 107–116.
- Malez M. Die quartären Vertebraten–Faunen in der SFR Jugoslawien // *Quartärpaläontologie*. 1986. Bd. 6. S. 101–117.
- Mangerud J. The chronostratigraphical subdivision of the Holocene in Norden: A review // *Striae*. 1982. Vol. 16. P. 65–70.
- Marr J.W. Ecology of the forest tundra ecotone on the east coast of Gudson Bay // *Ecol. Monogr.* 1948. Vol. 30, N 2. P. 1–144.
- Martin L.D., Gilbert B.M., Chomko S.A. *Dicrostonyx* (Rodentia) from the late Pleistocene of northern Wyoming // *J. Mammal.* 1979. Vol. 60, N 1. P. 193–195.
- Martin L.D., Neuner A.M. The end of the Pleistocene in North America // *Trans. Nebr. Acad. Sci.* 1978. Vol. 6. P. 117–126.
- Martin P.S. Pleistocene ecology and biogeography of North America // *Zoogeography / Amer. Assoc. Sci. Publ.* 1958. Vol. 51. P. 375–420.
- Martin P.S. Africa and Pleistocene overkill // *Nature*. 1966. Vol. 212, N 5060. P. 339–342.
- Martin P.S. Prehistoric overkill // *Pleistocene extinctions*. N.Y.: Yale Univ. press, 1967. P. 75–120.
- Martineau G., Corbeil P. Reinterprétation d'un segment de la moraine de Saint-Antonin, Québec // *Geogr., phys. quatern.* 1983. Vol. 37, N 2. P. 217–221.
- Martini I.P. Ice effect on erosion and sedimentation of the Ontario Shores of James Bay, Canada // *J. Geomorphol.* 1981. Vol. 25, N 1. P. 1–16.
- Martini I.P., Cowell D.W., Wickware G.M. Geomorphology of southwestern James Bay: a low energy, emergent coast // *Pap. Geol. Surv. Canada*. 1978–1980. Vol. 80, N 10. P. 293–301.
- Martini I.P., Morrison R.I.G., Glooscheko W.A., Protz R. Coastal studies in Jamea Bay, Ontario // *Geosci. Canada*. 1980. Vol. 7, N 1. P. 11–21.
- Maruszczak H., Wieliczko A.A., Morozowa T.D., et al. Paleogeograficzna analiza miódoplejstocenskich zjawisk peryglacjalnych w Polsce i europejskiej części ZSRR // *Prz. geogr.* 1982. Vol. 54, N 1/2. S. 23–48.
- Mary G. Rôle probable de l'isostasie dans les modalités de la transgression holocène sur la côte atlantique de l'Europe et de l'Afrique // *Bull. Assoc. fr. étude Quatern.* 1982. Vol. 19, N 9. P. 39–45.
- Mason H.L. The edaphic factor in narrow endemism. I. The nature of environmental influences // *Madrono*. 1946a. Vol. 8, N 7. P. 42–64.
- Mason H.L. The edaphic factor in narrow endemism. 2. The geographical occurrence of plants of highly restricted patterns of distribution // *Ibid.* 1946b. Vol. 8, N 8. P. 24–54.
- Mathews W.H. Quaternary stratigraphy and geomorphology of Charlie Lake (94 A) map-area, British-Columbia // *Pap. Geol. Surv. Can.* 1978. N 76–20. 25 p.
- Matthew W.D. The phylogeny of dogs // *J. Mammal.* 1930. N 11. P. 117–138.
- Matthew W.D. Climate and evolution. 2nd ed. N.Y., 1939. (Spec. Publ. N.Y. Acad. Sci.; N 1).
- Maxwell M. Prehistory of Eastern Arctic. Orlando; L., 1985.
- McCulloch D.S. Quaternary geology of the Alaska shore of Chukchi Sea // *Bering Land Bridge*. Stanford, 1967. P. 91–120.
- McCulloch D.S., Hopkins D. Evidence for an early Recent warm interval in North-Western Alaska // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1966. Vol. 77. P. 1089–1108.
- McCulloch D.S., Taylor D.W., Rubin M. Stratigraphy, nonmarine mollusks, and radiometric dates from Quaternary deposits in the Kotzebue Sound area, Western Alaska // *J. Geol.* 1965. Vol. 73. P. 442–451.
- McLaren I.A. Are the Pinnipedia bipartite? // *Syst. Zool.* 1960. Vol. 9, N 1.
- McLean D.M. Size factor in the Late Pleistocene mammalian extinctions // *Amer. J. Sci.* 1981. Vol. 281, N 8. P. 1144–1152.
- McManus D.A., Creager J.S. Sea-level data for parts of the Bering-Chukchi shelves of Beringia from 19 000 to 10 000 14C yr B.P. // *Quatern. Res.* 1984. Vol. 21, N 3. P. 317–325.
- Meade G.E. An Early Pleistocene vertebrate fauna from Frederick, Oklahoma // *J. Geol.* Vol. 61. P. 452–460.
- Meltzer D.J., Mead J.I. The timing of Late Pleistocene mammalian extinctions in North America // *Quatern. Res.* 1983. Vol. 19, N 1. P. 130–135.
- Miki Shigeru. On the change of flora of Japan since the Upper Pliocene and floral composition at the present, Japan // *J. Bot.* 1952. Vol. 9.
- Milankovich M. Théorie mathématique des phénomènes thermiques produits par la radiation solaire. P., 1920. 339 p.

- Milankovich M.* Mathematische Klimalehre und astronomische Theorie der Klimaschwankungen // Handbuch der Klimat. B., 1930. Bd. 1A. S. 1-176.
- Milankovich M.* Kanon der Erdbestrahlung und seine Anwendung am Eiszeitproblem // Royal Serbil Acad. 1941. Vol. 133. P. 633.
- Miller B.B., Karrow P.F., Kalas L.L.* Late Quaternary mollusks from glacial Lake Algonquin, Nipissing, and transitional sediments from Southwestern Ontario, Canada // Quatern. Res. 1979. Vol. 11, N 1. P. 93-112.
- Miller G.H., Locke W.W., Locke G.W.* Physical characteristics of the southeastern Baffin Island coastal zone // Pap. Geol. Surv. Canada. 1978-1980. Vol. 80, N 10. P. 251-265.
- Miller R.D., Dobrovolsky E.* Surficial geology of Anchorage and vicinity, Alaska // US Geol. Surv. Bull. 1959. N 1093. P. 128.
- Minato M.* Zu den Mammontfaunen Hokkaidos // Jap. J. Geol. and Geogr. 1955. Vol. 26, N 1/2. P. 105-113.
- Minato M.* The final stage of land bridges in Japanese Islands // Earth Sci. 1966. Vol. 85/86. P. 23-24.
- Minato M.* On the age of mammons on Japan and Siberia // Earth Sci. 1967. Vol. 21, N 2. P. 13-17.
- Mitchell E.* Eastern North Pacific fossil pinnipeds // Diss. Abstr. 1968. Vol. 28, N 12.
- Mitchell G.F.* Late Quaternary sea-levels in the vicinity of the British Isles // Bol. paran. geociênc. 1975. N 33. P. 33-34.
- Miyabe K., Tatewaki M.* Contributions to the flora of Northern Japan. 8 // Trans. Sapporo Natur. Hist. Soc. 1936. Vol. 14, N 4. P. 36-44.
- Mollard J.D.* The origin of reticulate and orbicular patterns on the floor of the Lake Agassiz Basin // Geol. Assoc. Canada. Spec. Pap. 1983. N 26: Glacial Lake Agassiz. P. 356-374.
- Moore D.G.* Acoustic-reflection reconnaissance of continental shelves eastern Bering and Chukchi Seas // Paper in marine geology: Shepard commemorative volume. N.Y.: McMillan, 1964. P. 319-362.
- Moriwaki H.* Problems concerning Holocene sea-level changes // Geogr. Rep. Tokyo Metropol. Univ. 1978. N 13. P. 49-64.
- Mörner N.-A.* Eustasy, paleogeodesy and glacial volume changes // Sea level ice and climate change: Proc. Symp. 17th Gen. Assembly Intern. Union Geod. and Geophys. Canberra, 1979. Wash. (D.C.), 1979. P. 277-280.
- Mörner N.-A.* A 10700 years' paleotemperature record from Gotland and Pleistocene-Holocene boundary events in Sweden // Boreas. 1980. Vol. 9, N 4. P. 283-287.
- Mott R.J., Jackson L.E., Jr.* An 18 000 year palynological record from the southern Alberta segment of the classical Wisconsinan "Ice-free Corridor" // Can. J. Earth. Sci. 1982. Vol. 19, N 3. P. 504-513.
- Mott R.J., Farley-Gill L.D.* Two Late Quaternary pollen profiles from Gatineau park, Quebec // Pap. Geol. Surv. Canada. 1981. Vol. 80, N 31. P. 1-10.
- Müller-Beck H.* On migrations of hunters across the Bering Land Bridge in the Upper Pleistocene // Bering Land Bridge. Stanford, 1967. P. 373-408.
- Mullineaux D.R., Wilcox R.E., Ebaugh W.F. et al.* Age of the last major scabland flood of the Columbia Plateau in Eastern Washington // Quatern. Res. 1978. Vol. 10, N 2. P. 171-180.
- Murray D.F.* The role of arctic refugia in the evolution of the arctic vascular flora - a Beringian perspective // Evolution today. 1981. P. 11-20.
- Murray D.F., Murray B.M., Jurtzev B.A., Howenstein R.* Biogeographic significance of steppe vegetation in subarctic Alaska // Permafrost: Fourth Intern. conf. proc. 1983. P. 883-888.
- Nadler Ch., Youngman Ph.M.* Transferrin polymorphism among populations of the arctic ground squirrel, *Spermophilus undulatus* (Pallas) // Canad. J. Zool. 1969. Vol. 47, N 5. P. 1051-1057.
- Naylor B.G.* Cryptobranchid salamanders from the Paleocene and Miocene of Saskatchewan // Copeia. 1981. P. 76-86.
- Naylor B.G.* Radiation of the Amphibia Caudata: Are we looking too far in the past? // Evol. Theory. 1980. N 5. P. 119-126.
- Nelson C.H.* Late Pleistocene-Holocene transgressive sedimentation in deltaic and non-deltaic areas of the northeastern Bering epicontinental shelf // Geol. mijnbouw. 1982. Vol. 61, N 1. P. 5-18.
- Nelson C.H., Hopkins D.M., Scholl D.W.* Cenozoic sedimentary and tectonic history of the Bering Sea // Oceanography of the Bering Sea. Fairbanks: Univ. Ala. press, 1974. P. 485-516.
- Nelson C.H., Thor D.R., Sandstrom M.W., Kvenvolden K.A.* Modern biogenic gas-generated craters (sea-floor "pockmarks") on the Bering Shelf, Alaska // Bull. Geol. Soc. Amer. 1979. Vol. 90, N 12, pt 1. P. 1144-1152.
- Nichols L., Jr.* Dall's sheep // Big of North America: Ecology and management. Wash. (D.C.), 1978. P. 173-189.
- Nielsen E., Matile G.* MEA-6 Quaternary geology of the Swan River area // Rep. Field Activ., 1978 / Miner. Resour. Div. Manitoba Dep. Mines, Resour. and Environ. Manag. Winnipied, 1978. P. 120-123.
- Niewiarowski W.* Morphology of the forefield of the Aavatsmark Glacier (Oscer II Land, NW Spitsbergen) and phases of its formation // Acta Univ. N. Copernici. Geogr. 1982. N 16. P. 15-43.
- Nordenskjöld A.E.* Umseglung Asiens und Europas auf der "Veqa". Leipzig, 1882. Bd. 2. S. 14-18.
- Nowak R.* North American Quaternary Canis // Monogr. Mus. Natur. Hist. Univ. Kans. 1979. N 6. P. 1-154.
- Oldale R.N., O'Hara Ch.J.* New radiocarbon dates from the inner continental shelf off southeastern Massachusetts and a local sea-level-rise curve for the past 12 000 yr. // Geology. 1980. Vol. 8, N 2. P. 102-106.
- Osborn H.P.* Proboscidea. 1942. Vol. 2. P. 805-1675.
- Ostenfeld C.H.* The flora of Greenland and its origin. København, 1926. 138 p.
- Pacific basin biogeography. Honolulu, 1963. 564 p.
- Paleoecology of Beringia. L.; N.Y., 1982.
- Paleoecology of Beringia / Ed. D.M. Hopkins et al. N.Y.; L.: Acad. press, 1982. 489 p.

- Pelton J.R., Smith R.B.* Contemporary vertical surface displacements in Yellowstone National Park // *J. Geophys. Res.* B. 1982. Vol. 87, N 4. P. 2745–2761.
- Petrov O.M.* Paleogeography of Chukotka during Neogene and Quaternary time // *Bering Land Bridge*. Stanford, 1967. P. 144–171.
- Pewe T.L. et al.* Multiple glaciation in Alaska – a progress report // *US Geol. Surv. Circ.* 1953. Vol. 289. P. 13.
- Pewe T.L., Hopkins D.M.* Mammalian remains of Pre-Wisconsin age in Alaska // *Bering Land Bridge*. Stanford, 1967. P. 266–270.
- Pewe T.L., Journaux A.* Origin and character of loesslike silt in unglaciated south-central Yakutia, Siberia, U.S.S.R. // *Geol. Surv. Prof. Pap.* 1983. N 1262. P. 1–46.
- Pewe T.L., Roman D.E., Pewe R.H., Stuckenrath R.* Glacial and periglacial geology of northwest Blomesletta Peninsula, Spitsbergen, Svalbard // *Skr. Norsk. polarinst.* 1982. N 177. P. 1–32.
- Piper D.J.W.* Holocene coastal zone sand budget, South Shore, Nova Scotia // *Pap. Geol. Surv. Canada*. 1978–1980. Vol. 80, N 10. P. 195–198.
- Platnick N.I., Nelson G.* A method of analysis for historical biogeography // *Syst. Zool.* 1978. Vol. 27. P. 1–16.
- Polunin N.* Geographical distribution of *Arenaria hnmifusa* Wahlend., new to the flora of Spitsbergen // *Nature*. 1943. N 16. P. 391.
- Polunin N.* Circumpolar arctic flora. Oxford, 1959. 468 p.
- Polunin P.* Arctic plants not yet found in Britain // *Watsonia*. 1953. Vol. 3, N 1. P. 32–43.
- Porsild A.E.* The North American races of *Saxifraga flagellaris* Willd // *Bot. tidskr.* 1954. N 51. P. 74–80.
- Portenko L.A.* The problem of the Beringland-bridge from the zoogeographical point of view // *X Pacif. Sci. Congr. Pacif. Sci. Assoc.: Abstr. symp. pap.* Honolulu, 1961. P. 221–222.
- Portenko L.A.* Zum Problem der Beringia – Brücke // *Boon. Zool. Beitr.* 1968. N 3/4. S. 176–180.
- Porter S.C.* Pleistocene glaciation in the Southern Lake district of Chile // *Quatern. Res.* 1981. Vol. 16, N 3. P. 263–292.
- Preston F.W.* The canonical distribution of commonness and rarity // *Ecology*. 1962. Vol. 43, N 2/3. P. 4–68.
- Prichonnet G.* Quelques données nouvelles sur les dépôts quaternaires du Wisconsinien et de L'holocène dans le Piedmont Appalachien, Granby, Québec // *Pap. Geol. Surv. Canada*. 1982. Vol. 82, N 1B. P. 225–238.
- Quaternary environments: Eastern Canadian Arctic, Baffin Bay and Western Greenland. Boston etc., 1985.
- Quaternary extinctions / Ed. P.S. Martin, R.G. Klein. Tucson: Univ. Ariz. press, 1984. 892 p.
- Ramfjord H.* On the Late Weichselian and Flandrian shoreline displacement in Naerøy, Nord-Trøndelag, Norway // *Nor. geol. tidsskr.* 1982. Vol. 62, N 3. P. 191–205.
- Rampton V.N.* Surficial materials and landforms of Kluane National Park, Yukon Territory // *Pap. Geol. Surv. Canada*. 1981. Vol. 79, N 24. P. 1–37.
- Rampton V.N.* Quaternary geology of the Yukon Coastal Plain // *Bull. Geol. Surv. Canada*. 1982. N 317. P. 1–19.
- Ramsay W.* Die Eiszeiten // *Wissenschaftl. Ergebnisse Finn. Exped. Halbinsel Kola*. Helsingfors, 1892. S. 72–94.
- Rausch R.L.* On the status of some arctic mammals // *Arctic*. 1953. Vol. 6, N 2. P. 91–148.
- Rausch R.L.* A review of the distribution of Holarctic recent mammals // *Pacific basin biogeography*. Honolulu, 1963. P. 29–43.
- Rausch R.L., Rausch V.R.* The somatic chromosomes of some North American marmots (Sciuridae) with remarks on the relationships of *Marmota broweri* Hall and *Gemmore* // *Mammalia*. 1971. Vol. 35, N 1. P. 85–101.
- Rausch R.L., Rausch V.R.* Observations on chromosomes of *Dicrostonyx torquatus stevensoni* Nelson and chromosomal diversity in varying lemming // *Zrschr. Säugetierk.* 1972. Bd. 36, H. 6. S. 372–384.
- Rausch R.L., Rausch V.R.* Taxonomy and zoogeography of *Lemmus* spp. (Rodentia: Arvicolinae), with notes on laboratory – reared lemming // *Ibid.* 1975. Bd. 40, H. 1. S. 8–34.
- Raven P.H., Axelrod D.J.* Plate tectonics and Australasian paleobiogeography // *Science*. 1972. Vol. 176. P. 4–16.
- Ray C.E.* Polar bear and C. 9–20 mammoth on the Pribilof Island // *Arctic*. 1971. Vol. 24. P. 9–18.
- Ray C.E., Spiess A.E.* The bearded seal, *Erignathus barbatus*, in the Pleistocene of Maine // *J. Mammal.* 1981. Vol. 62, N 2. P. 423–427.
- Ray G.C.* A preliminary classification of coastal and marine environments // *IUCN Occas. Pap.* 1975. N 14. P. 1–26.
- Ray G.C., Dasmann R.F.* Recommendations concerning the establishment of biosphere reserves in marine environments: Prep. as a contribution to UNESCO's Man and the Biosphere Programme. N.Y., 1976. 26 p.
- Rend A.L.* Glaciation, an isolating in speciation // *Evolution*. 1948. Vol. 2, N 4. P. 76–84.
- Repenning Ch.A.* Palearctic–Nearctic mammalian dispersal in the Late Cenozoic // *Bering Land Bridge*. Stanford, 1967.
- Richard S.H.* Surficial geology: Papineauville–Wakefield region, Québec // *Pap. Geol. Surv. Canada*. 1980. Vol. 80, N 1C. P. 121–128.
- Riddihough R.P.* Contemporary movements and tectonics on Canada's west coast: A discussion // *Tectonophysics*. 1982. Vol. 86, N 4. P. 319–341.
- Ridley H.N.* The dispersal of plants throughout the world. Ashford, 1930. 588 p.
- Ritchie J.C.* Towards a Late Quaternary palaeoecology of the ice-free corridor // *Canada. J. Anthropol.* 1980. Vol. 1, N 1. P. 15–28.
- Ritchie J.C.* Past and present vegetation of the Far Northwest of Canada. Toronto: Univ. Toronto press, 1984. 251 p.
- Ritchie J.C., Cwynar L.C.* The Late Quaternary vegetation of the North Yukon // *Paleoecology of Beringia*. N.Y.: Acad. press, 1982. P. 113–126.
- Roberts N.* Pleistocene environments in time and space // *Hominid evolution and community ecology: Prehistoric human adaptation in biological perspective*. Orlando; San Diego, 1984.

- Roe D.G. The North American buffalo. Toronto: Univ. press, 1951. 136 p.
- Romer A.S. Pleistocene vertebrates and their bearing on the problem of human activity in the North America // The American aborigines. Toronto: Univ. press, 1933. P. 49–83.
- Rozen D.E. Vicariant patterns and historical explanation in biogeography // Syst. Zool. 1978. P. 159–188.
- Różyński S.Z. Od "Mocht" do syntezy stratygrafii plejstocenu Polski // Roczn. Pol. tow. geol. 1978. Vol. 48, N 3/4. S. 445–478.
- Rutter N.W. Relationship between Lape Pleistocene Laurentide and Cordilleran glaciations, Canada // Quatern, glaciations North. Hemisphere. Intern. Geol. Correl. Program. Project 73–1–24. Prague, 1981. Rep. 6. P. 205–281.
- Sainsbury C.L. Quaternary geology of Western Seward Peninsula, Alaska // Bering Land Bridge. Stanford, 1967. P. 121–143.
- Salomaa R. Post-glacial choline displacement in the Lauhanvuori area western Finland // Ann. Acad. sci. fenn. A. 1982. Vol. 3, N 134. P. 81–97.
- Salomonsen F. The immigration and breeding of the Fieldfare (*Turdus pilaris* L.) in Greenland // Proc. X Intern. Ornithol. Congr. Uppsala, June. Uppsala; Stockholm, 1959. P. 515.
- Salvigsen O. Radiocarbon dated raised beaches in Kogh Karls Land, Svalbard, and their consequences for the glacial history of the Barents Sea area // Geogr. ann. A. 1981. Vol. 63, N 3/4. P. 283–291.
- Salvigsen O., Österholm H. Radiocarbon dated raised beaches and glacial history of the northern coast of Spitsbergen, Svalbard // Polar Res. 1982. N 1. P. 97–115.
- Sancetta C. Effect of Pleistocene glaciation upon oceanographic characteristics of the North Pacific Ocean and Bering Sea // Deep-Sea Res. A. 1983. Vol. 30, N 8. P. 851–869.
- Savage J.M. The origins of certain taxa // Evolution. 1966. N 20. P. 603–616.
- Savage J.M. The geographic distribution of frogs: Patterns and predictions // Evolutionary biology of the Anuraus. Columbia: Univ. Mo. press, 1973. P. 351–445.
- Schaefer I. Die Glaziale Serie: Gedanken zum Kernstück der alpinen Eiszeitforschung // Ztschr. Geomorphol. 1981. Bd. 25, N 3. S. 271–289.
- Schauenberg P., Jotterand M. Le Manul. *Odocoileus manul* (Pallas, 1776): Son caryotype et sa position dans la classification des Felides // Rev. suisse zool. 1975. Vol. 82, N 2. P. 425–429.
- Schmid F. Contribution à l'étude Limnophilidae (Trichoptera) // Mitt. Schweiz. Entomol. Ges. 1955. Bd. 28. S. 245.
- Schneider S.H., Thompson S.L. Ice ages and orbital variations: Some simple theory and modeling // Quatern. Res. 1979. Vol. 12, N 2. P. 188–203.
- Scholl D.W., Hopkins D.M. Newly discovered Cenozoic basin, Bering Sea shelf, Alaska // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1969. Vol. 53, N 10. P. 2067–2078.
- Schreiner B. Lake Agassiz in Saskatchewan // Geol. Assoc. Canada. Spec. Pap. 1983. N 26: Glacial Lake Agassiz. P. 75–96.
- Schultz C.B., Hillerud J.M. Climatic change and the extinction of large mammals during the quaternary // Trans. Nebr. Acad. Sci. 1978. Vol. 6. P. 95–105.
- Schweger C.E., Janssens J.A.P. Paleoeecology of the Boutellier nonglacial interval, St. Elias Mountains, Yukon territory, Canada // Arct. and Alp. Res. 1980. Vol. 12, N 3. P. 309–317.
- Scott D.B., Medioli F.S., Duffett T.E. Holocene rise of relative sea level at Sable Island, Nova Scotia, Canada // Geology. 1984. Vol. 12, N 3. P. 173–176.
- Scott G.H. Uniformitarianism, the uniformity of nature, and paleoecology // N.Z.J. Geol. and Geophys. 1963. Vol. 6. P. 510–527.
- Scott W.B. A history of land mammals in the Western Hemisphere. N.Y.: Macmillan, 1913.
- Scott W.B. A history of mammals in the Western Hemisphere. N.Y. 1937. 786 p.
- Sendobry K., Marszelewski W. The genesis and evolution of lake basins on the example of the Lower Lake in the marginal zone of the Elise glacier // Acta Univ. N. Copernici. Geogr. 1982. N 16. P. 79–90.
- Seward A.S. Plant life through the ages. Cambridge, 1931.
- Sher A.V. On the history of mammal fauna of Beringia // Quartärpaläontologie. 1986. Bd. 6. S. 185–193.
- Sherd J.W., Ahli T. The lichen *Dimelaena oriena* in east-central Asia, with notes on its typification and chemical races // Ann. Bot. Fenn. 1975. Vol. 12, N 2. P. 89–92.
- Shikama T., Onuki V. Equid fossilis Lwate and Miyagi Prefectures // Sci. Rep. Tohoku Univ. Sendai. Ser. 2. 1962. Vol. 32. P. 89–103.
- Shilts W.W. Sensitivity of bedrock to acid precipitation: Modification by glacial processes // Pap. Geol. Surv. Canada. 1981. N 81/84. P. 1–7.
- Shilts W.W. Quaternary evolution of the Hudson/James Bay Region // Natur. Canad. 1982. Vol. 109, N 3. P. 309–332.
- Shrimal R.L., Vyas L.N. Net primary production in grasslands at Udaipur, India // Ecol. Stud. 1975. Vol. 11. P. 265–271.
- Siegfried P. Skeletteile des pleistozänen *Moschus*ochsen aus Westfalen // Paläontol. Ztschr. 1982. Bd. 56, N 1/2. S. 125–130.
- Simmons H.G. A survey of the phytogeography of the Arctic American Archipelago. Lund, Leipzig, 1913. 156 p.
- Simpson G.G. World climate during the Quaternary period // Quart. J. Roy. Meteorol. Soc. 1934. Vol. 60. P. 425.
- Simpson G.G. Possible causes of change in climate and their limitations // Proc. Linn. Soc. 1940. N 2. P. 42–50.
- Simpson G.G. The principles of classification and a classification of mammals // Bull. Amer. Mus. Natur. Hist. 1945. N 85. P. 350.
- Simpson G.G. Holarctic mammalian faunas and continental relationships during the cenozoic // Bull. Geol. Soc. Amer. 1947. Vol. 58. P. 72–94.

- Simpson G.G. The major features of evolution. N.Y.: Columbia Univ. press, 1953.
- Sinha B.N., Raina V.K. Katra Terrace, Jammu and Kashmir state, India, its genesis and the ice age in the Himalaya // *Rec. Geol. Surv. Ind.* 1981. Vol. 112, N 8. P. 147–150.
- Sissons J.B., Cornish R. Differential glacio-isostatic uplift of crustal blocks at Glen Roy, Scotland // *Quatern. Res.* 1982. Vol. 18, N 3. P. 268–288.
- Smith A.G., Hurley A.M., Briden J.C. Phanerozoic paleocontinental world maps. Cambridge: Univ. press, 1980. Maps.
- Sørensen Th. The vascular plants of East Greenland from 71°00' to 73°30' N lat // *Medd. Grønland.* 1933. Vol. 101, N 3. P. 177.
- Stackebrandt W. Klüftungsverhältnisse im Hochland der Insel Hiddensee // *Ztschr. geol. Wiss.* 1979. Bd. 7. N 11. S. 1285–1290.
- Stalker A., Mac S. The geology of the ice-free corridor: the southern half // *Canad. J. Anthropol.* 1980. Vol. 1, N 1. P. 11–16.
- Stapledon R.G. Characters which determine the economic value of grasses. 3. Tieter production and powers of resistance to repeated defoliation // *J. Min. Agr.* 1927. N 34. P. 146–154.
- Staub R. Das Bewegungs mechanismus der Erde. B., 1928.
- Steen-McIntyre V., Fruxell R., Malde H.E. Geologic evidence for age of deposits at Hueyatenco archeological site, Valsequillo, Mexico // *Quatern. Res.* 1981. Vol. 16, N 1. P. 1–17.
- Steenis C.G.G.J. Van. Transpacific floristic affinities, particularly in the tropical zone // *Pacific basin biogeography.* Honolulu, 1963. P. 219–233.
- Stegman B.K. Die Herkunft der Paläarktischen Taiga-Vogel, *Arch. Naturgeschichte.* N.F. 1932. Bd. 1, N 1.
- Stegman B.K. The problem of the Beringian Continental and connection in the Light of Ornithogeography // *Pasific Basin Biogeography.* Honolulu, 1963. P. 65–78.
- Steward T.G., England J. Holocene sea-ice variations and paleoenvironmental change, northernmost Ellesmere Island, N.W.T., Canada // *Arct. and Alp. Res.* 1983. Vol. 15, N 1. P. 1–17.
- Stock A.D., Stokes W.L. A Revolution of Pleistocene bighorn sheep from the Great Basin and their relationship to living members of the genus *Ovis* // *J. Mammal.* 1969. Vol. 50, N 4. P. 805–807.
- Stokes W.L., Condie K.C. Pleistocene *Ovis canadensis* from New Mexico // *J. Paleontol.* 1961. Vol. 35, N 3. P. 598–609.
- Storch G. Ein Scuppentier aus der Grube Messel – zur Paläobiologie eines mitteleozänen Maniden // *Natur und Museum.* 1978. N 108. S. 301–307.
- Stowall J.W. A Pleistocene bighorn sheep from the Great Basin // *J. Paleontol.* 1961. Vol. 35, N 3. P. 598–609.
- Suc J.-P., Zagwijn W.H. Plio-Pleistocene correlations between the north-western Mediterranean region and north-western Europe according to recent biostratigraphic and palaeoclimatic data // *Boreas.* 1983. Vol. 12, N 3. P. 153–166.
- Sun D., Chou M., Wu X. Brief notes on Quaternary glaciations in China // *Quatern. Glaciations North. Hemisphere.* Intern. Geol. Correl. Program. Project 73–1–24. Prague, 1981. P. 244–262.
- Sushkin P.P. The wild sheep of the Old World and their distribution // *J. Mammal.* 1925. Vol. 6. P. 145–157.
- Svenonius B., Olausson E. Cycles in solar activity, especially of long periods, and certain terrestrial relationships // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 1979. Vol. 26, N 1/2. P. 89–97.
- Svensson H. Recording marginal glacial deposits by satellite imagery // *Geogr. ann. A.* 1981. Vol. 63, N 3/4. P. 175–182.
- Swarth H.S. Birds of Nunivak Island, Alaska. Los Angeles, 1934. 64 p. (Pacific Coast Avifauna; N 22).
- Swartz L.G. Distribution and movements of birds in the Bering and Chukchi Seas // *Pacif. Sci.* 1967. Vol. 21, N 3. P. 332–347.
- Swett K., Hambrey M.J., Johnson D.B. Rock glaciers in northern Spitsbergen // *J. Geol.* 1980. Vol. 88, N 4. P. 475–482.
- Synge F.M. Quaternary glaciation in Ireland // *Prospect. Areas Glaciated: Pap. Symp. L.*, 1979. P. 1–7.
- Synge F.M. A morphometric comparison of raised shorelines in Fennoscandia, Scotland and Ireland // *Geol. fören. Stockholm förhandl.* 1980. Vol. 102, N 3. P. 235–249.
- Synge F.M. A new shoreline chronology for the Salpausselkä // *Ann. Acad. sci. fenn. Ser. A3.* 1982. N 134. P. 29–60.
- Tatewaki M. Hultenia // *J. Fac. Agr. Hokkaido Univ.* 1963. Vol. 53, N 2.
- Taylor F.T. Bearing of the Tertiary Mountain Belt on the origin of the Earth's plan // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1910. Vol. 21.
- Teller J.T., Moran S.R., Clayton L. The wisconsinan deglaciation of southern Saskatchewan and adjacent areas: Discussion // *Canad. J. Earth Sci.* 1980. Vol. 17, N 4. P. 539–543.
- Terasmae J. Radiocarbon dating and palynology of glacial Lake Nipissing deposits at Wasaga Beach, Ontario // *J. Great Lakes Res.* 1979. Vol. 5, N 3/4. P. 292–300.
- Termier H., Termier G. La notion de migration en paléontologie // *Geol. Rdash.* 1956. Bd. 45.
- Theakstone W.H. The 1977 drainage of the Austre Okstindbreen ice-dammed lake, its cause and consequences // *Norsk geogr. tidsskr.* 1978. Vol. 32, N 4. P. 159–171.
- Thenius E. Bemerkungen über fossile Usiden // *S.-Ber. Österr. Akad. Wiss. Math.-naturwiss. Kl.* 1947. Bd. 3/4. S. 201–208.
- Thenius E. Ursidphylogese und Biostratigraphie // *Ztschr. Säugetierk.* 1959. Bd. 24. S. 78–84.
- Thenius E. Stammesgeschichte des Säugetiere. 1960. Bd. 6. 322 S.
- Thenius E., Hofer H. Stammes – Geschichte der Säugetiere. B. etc., 1960. 322 S.
- Thiede J. Late Quaternary depositional environments in the eastern Norwegian–Greenland Sea and in the eastern Arctic Basin // *Bull. Inst. géol. bassin. Aquitaine.* 1982. N 31/32. P. 423.

- Thomas K.H., Bentley C.R. A model for Holocene retreat of the West Antarctic ice sheet // Quatern. Res. 1978. Vol. 10, N 2. P. 150-170.
- Thorson R.M. Ice-sheet glaciation of the Puget Lowland, Washington, during the Vashon Stade (Late Pleistocene) // Ibid. 1980. Vol. 13, N 3. P. 303-321.
- Thorson R.M., Dixon E.J., Smith G.S., Batten A.R. Interstadial proboscidean from South-Central Alaska: implications for biogeography, geology and archeology // Ibid. 1981. Vol. 16, N 3. P. 82-88.
- Thorson R.M., Hamilton T.D. Glaciation fluctuated repeatedly // Geotimes. 1983. Vol. 28, N 9. P. 18.
- Tihen J.A. Comments on the osteology and phylogeny of ambystomatid salamanders // Bull. Fla. St. Mus. 1958. N 3. P. 1-50.
- Ting Meng-Tin. Discovery of Pleistocene elephant on the loess plateau of Northwestern China // Vertebr. palasiat. 1962. Vol. 6. N 4.
- Tolmatshev A.I. Der antochtone Grundstock der arctischen Flora und ihre beziehungen zu den hochgebirgs Floren nord- und zentralasiens. Sertrykof. bot. tid. 1960. S. 31-44.
- Tonon M. Rinvenimento dy Nyctea scandiaca L. Nell'avifauna pleistocenica del covolo di Trene nei Colli Berici (Vicenza) // Ann. Univ. Ferrara. Ser. 15. 1977. Vol. 3, N 3. P. 55-60.
- Toree D. I cani villafranchiani della Toscana // Paleontogr. ital. 1967. Vol. 63. P. 113-138.
- Townes H. Evidence among the Ephialtine Ycheumonidae for a Bering migration route // Pacific basin biogeography. Honolulu, 1963. P. 153-158.
- Tricart J.L.F. Quelques aspects de la nivation wurmienne dans les Vosges du Nord // Rech. géogr. Strasbourg. 1981. N 16/17. P. 61-65.
- Trofimov B.A. New Bovidae from the Oligocene of central Asia // Vertebr. palasiat. 1958. Vol. 2, N 4. P. 243-247.
- Turner A. Hominids and fellow-travellers human migration into high latitudes as part of a community ecology: Prehistoric human adaptation in biological perspective. L.: Acad. press, 1984. P. 183-218.
- Turrill W.B. Some problems of plant range and distribution // J. Ecol. 1951. Vol. 32, N 2. P. 28-44.
- Udwardi M.D.F. Zoogeographical study of the Pacific Alcidae // Pacific basic biogeography. Honolulu, 1963. P. 85-112.
- Ikrainitseva V.V. Vegetation cover and environment of the "mammoth epoch" in Siberia. Fenske, 1993. 309 p.
- Vangengeim E.A. The effect of the Bering Land Bridge on the Quaternary mammalian faunas of Siberia and North America // Bering Land Bridge. Stanford, 1967. P. 280-287.
- Vartanyan S.L., Garutt V.E., Sher A.V. Holocene dwarf mammoths from Wrangel Island in the Siberian Arctic // Nature. 1993. Vol. 362, N 6418. P. 337-340.
- Vening-Meinesz F.A. Convection currents in the Earth and the origin of the continents // Proc. Konkl. Nederl. Akad. Vetensch. 1995. Vol. 55, N 5.
- Verma K.K., Mathur U.B. Quaternary sea-level changes along west coast of India // Geol. Surv. Ind. Misc. Publ. 1979. N 45. P. 263-272.
- Veyret J. Quelques aspects de l'évolution post-wisconsinienne du bourrelet des Torngats (région de Saglék, Ramah Bay, Québec - Labrador) // Rech. géogr. Strasbourg. 1981. N 16/17. P. 161-167.
- Vilks G., Mudie P.J. Early deglaciation of the Labrador shelf // Science. 1978. Vol. 202, N 4373. P. 1181-1183.
- Vilks G., Mudie P.J. Evidence for postglacial paleoceanographic and paleoclimatic changes in Lake Melville, Labrador, Canada // Arct. and Alp. Res. 1983. Vol. 15, N 3. P. 307-320.
- Vincent J.-S. The Quaternary history of Banks Island, N.W.T., Canada // Geogr., phys. et quatern. 1982. Vol. 36, N 1/2. P. 209-232.
- Vincent J.-S., Hardy L. The evolution of glacial lakes Barlow and Ojibway, Quebec and Ontario // Bull. Geol. Surv. Canada. 1979. N 316. P. 1-18.
- Vishnu-Mittre. Floristic change in the Himalaya (southern slopes) and Siwalics from the mid-tertiary to recent times // Ecol. East Asian Environ. 1984. Vol. 2. P. 483-503.
- Vörös I. The skulls of mammoth in Hungary // Fragm. miner. et palaeontol. 1981. N 10. P. 97-106.
- Vorren T.O., Edwardsen M., Hald M., Thomsen E. Deglaciation of the continental shelf of southern Troms, North Norway // Norg. geol. unders. 1983. N 380. P. 173-187.
- Wake D.B. Comparative osteology and evolution of the lungless salamanders, family Plethodontidae // Mem. Calif. Acad. Sci. 1966. N 4. P. 1-111.
- Wake D.B., Özeti N. Evolutionary relationships in the family Salamandridae // Copeia. 1969. P. 124-137.
- Walker D.N., Frison G.C. The Late Pleistocene mammalian fauna from the Colby Mammoth Kill site, Wyoming // Contrib. Geol. 1980. Vol. 19, N 1. P. 69-79.
- Wang X. The paleoenvironment of China from the Tertiary // Evol. East Asian Environ. Intern. Conf. Hong Kong, 1984. P. 472-482. (Paleobot., Paleozool., Palaeoanthropol.; Vol. 2.).
- Wangerin W. Florenelemente und Arealtypen. Dresden, 1952. 42 S.
- Weber F.R., Hamilton T.D., Hopkins D.M. et al. Canyon creek: A Late Pleistocene vertebrate locality in interior Alaska // Quatern. Res. 1981. Vol. 16, N 2. P. 167-180.
- Wegener A. Die Entstehung der Kontinente und Ozeane. Braunschweig, 1915.
- Wehmiller J.F. A review of amino acid racemization studies in Quaternary mollusks: Stratigraphic and chronologic applications in coastal and interglacial sites, Pacific and Atlantic coasts, United States, United Kingdom, Baffin Island, and tropical islands // Quatern. Sci. Rev. 1982. Vol. 1, N 2. P. 82-120.
- Wellman P., Tingey R.J. Glaciation, erosion and uplift over part of East Antarctica // Nature. 1981. Vol. 291, N 5811. P. 142-144.

- West R.G. Pollen zones in the Pleistocene of Great Britain and their correlation // *Phytology*. 1970. Vol. 69, N 4. P. 14–34.
- Westphal F. Die Tertiären und Rezenten eurasiatischen Riesen – salamander (genus *Andrias*, Urodela, Amphibia) // *Palaeontographica*. 1958. N 110. S. 20–92.
- Whalley W.B., Gordon J.E., Thompson D.L. Periglacial features on the margins of a receding plateau ice cap, Lyngen, North Norway // *J. Glaciol.* 1981. Vol. 27, N 97. P. 492–496.
- Wiśniewski E., Karczewski A. O rzeźbie sandrów utworzonych na lodzie // *Prz. geogr.* 1978. Vol. 50, N 2. S. 269–292.
- Woillard G. Abrupt end of the last interglacial s.s. in north east France // *Nature*. 1979. Vol. 281, N 5732. P. 558–562.
- Woillard G. Grande Pile pollen records (NE France) and correlations with the north-western European stratigraphy: Brief report // *Quatern. Glaciol. North. Hemisphere: Intern. Geol. Correl. Program. Project 73–1–24*. Prague, 1981. Rep. 6. P. 285–289.
- Wolfe J.A., Leopold E.B. Neogene and early Quaternary vegetation of north-western North America and north-eastern Asia // *Bering Land Bridge*. Stanford, 1967. P. 193–206.
- Wurster D.H. Cytogenetic and phylogenetic studies in Carnivora. // *Comparative mammalian cytogenetics*. B.: Heidelberg: Springer, 1969.
- Xu R. Changes of the vegetation in China since the Late Tertiary // *Evol. East Asian Environ.* 1984. Vol. 2. P. 426–432.
- Yarie J. Forest fire cycles and life tables: A case study from interior Alaska // *Canad. J. Forest Res.* 1981. Vol. 11, N 3. P. 554–562.
- Yoshino M.M., Urushibara K. Palaeoclimate in Japan since the last ice age // *Climatol. Notes*. 1978. N 22. P. 1–24.
- Young S.B. The vascular flora of St. Lawrence Island with special reference to floristic zonation in the arctic region. Harvard, 1971. 72 p.
- Young S.Y., Goldman E.A. The wolves of North America. N.Y.: Dover, 1944. Pt 2. 600 p.
- Yurtsev B.A. On the floristic relations between steppes and prairies. Lund, 1963.
- Yurtsev B.A. Phytogeography of North-eastern Asia and the problems of transberingian floristic interrelations // *Floristics and paleofloristics of Asia and Eastern North America*. Amsterdam: Elsevier, 1972. P. 19–54.
- Zagwijn W.H. Sea-level changes in the Netherlands during the Eemian // *Geol. mijnbouw*. 1983. Vol. 62, N 3. P. 437–450.
- Zheleznev N.K. Adaptive features of ungulates at the extreme North-East of the USSR // *Trans. XIX IUGB Congr. Trondheim: Norw. inst. for Nature Res.*, 1990. P. 179–181.
- Zheleznev N.K. Spatial structure of big animals in the base of territorial grounds for protection of northern natural complexes // *Trans. XX Congr. Intern. Union Game Biol., Hungary. Godollo*, 1991. P. 784–791.
- Zheleznev N.K. Historic and current distribution of moose in the Northeast USSR // *Alces*. 1993. Vol. 29. P. 213–218.
- Zheleznev N.K. General proposals concerning Chukotka nature protection // *Bridges of the science between North America and the Russian Far East: 45 th Arctic Sci. Conf. Vladivostok: Dalnauka*, 1994. P. 48.

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	3
<i>Глава 1. МЕЛОВЫЙ ПЕРИОД</i>	12
Начало истории и эволюции Берингии	12
<i>Глава 2. ТРЕТИЧНЫЙ ПЕРИОД (ТЕРТЬЕР)</i>	20
Палеоген	20
Неоген	24
Миоцен	24
Плиоцен. Растительность и животный мир	27
Формирование таежных берингийских связей	36
Возникновение ксерофильной растительности	45
О границе плиоцен-плейстоцена	47
<i>Глава 3. ЧЕТВЕРТИЧНЫЙ ПЕРИОД (КВАРТЕР)</i>	52
Плейстоцен – некоторые общие сведения и планетарный характер оледенения (ранний период) ..	52
Гипотезы и причины плейстоценовых оледенений	61
Пространственные проявления четвертичных оледенений	65
О ледниковых образованиях	74
О приледниковых бассейнах	76
Число оледенений в плейстоцене	79
Плейстоценовые трансгрессии, климат в эпохи оледенений и трансгрессий	80
Характеристика природной среды плейстоцена по палеонтологическим данным	89
Перигляциальная зона	99
Формирование арктических ландшафтов	101
<i>Глава 4. ГЛЯЦИОИЗОСТАЗИЯ И ВЕРТИКАЛЬНЫЕ ДВИЖЕНИЯ СУШИ</i>	104
Гляциоизостазия как явление опускания суши	104
Проседание суши под льдами и ее поднятие после стаивания льдов	105
Пространственный компенсационный эффект	106
Осушение шельфов северных морей	107
Гляциоэвстатический фактор	108
Гляциоизостатические поднятия	109
Связь глобальной трансгрессии и гляциоизостазии	113
<i>Глава 5. САМАРОВСКОЕ ОЛЕДЕНЕНИЕ (ИЛЛИНОЙС)</i>	118
Оледенение Берингии	118
Принцип гляциоизостазии и бореальная трансгрессия на территории Берингии	128
Рыхлая поверхностная толща и поднятие Чукотки	147
<i>Глава 6. ЗЫРЯНСКОЕ ОЛЕДЕНЕНИЕ (РАННИЙ ВИСКОНСИН)</i>	152
Оледенение Чукотки	152
<i>Глава 7. КАРГИНСКОЕ МЕЖЛЕДНИКОВЬЕ</i>	156
Динамика климата и трансгрессии на территории Берингии	156
<i>Глава 8. САРТАНСКОЕ ОЛЕДЕНЕНИЕ (ПОЗДНИЙ ВИСКОНСИН)</i>	162
Оледенение и характеристика флоры и фауны Берингии	162
Тундростепи: миф или реальность прошлого	183
Берингийские степи в позднем плейстоцене	188
Интерпретация стратиграфических последовательностей в Приморской низменности	198
Берингийский рефугиум леса	203

<i>Глава 9. МЕЖКОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ МОСТЫ СУШИ</i>	209
Североатлантический мост суши	209
Берингийский мост суши	213
Расселение животных по территории Берингии и современные взаимоотношения фаун при- берингийских территорий (Чукотки и Аляски)	218
Заселение Америки человеком	286
Влияние экстремальных условий на генетическую структуру вида	294
О причинах вымирания плейстоценовых животных	296
<i>Глава 10. ГОЛОЦЕН</i>	304
Современное межледниковье	304
Современные взаимоотношения флор приберингийских территорий (Чукотки и Аляски)	313
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	323
ЛИТЕРАТУРА	330

CONTENTS

INTRODUCTION	3
<i>Chapter 1. CRETACEOUS PERIOD</i>	12
Story beginning of Beringia history and evolution	12
<i>Chapter 2. TERTIARY PERIOD</i>	20
Paleogene	20
Neogene	24
Miocene	24
Pliocene. Flora and fauna	27
Forming of taiga Beringian connections	36
Beginnings of xerophile vegetation	45
About pliocene – pleistocene borders	47
<i>Chapter 3. QUATERNARY PERIOD</i>	52
Pleistocene – some common data and planetary character of glaciations. Early period	52
Hypothesis and causes of pleistocene glaciations	61
Spatial manifestations of quaternary glaciations	65
About glacial formations	74
About nearglacial basins	76
Number of Pleistocene glaciations	79
Pleistocene transgressions, climate of the glacial period and of the transgressions	80
Describing of Pleistocene nature according to paleontological data	89
Periglacial zone	99
Formation of arctic landscapes	101
<i>Chapter 4. GLACIAL ISOSTASY AND VERTICAL MOVING OF THE LAND</i>	104
Glacial isostasy as a phenomenon of the land moving down	104
Land subsidence under ice and land elevation after the ice settling	105
Spatial compensatory effect	106
Drainage of north sea shelves	107
Glacial eustatic factor	108
Ascertaining of glacial isostatic uplifts	109
Connection between global transgression and glacial isostasy	113
<i>Chapter 5. SAMAROVSKY GLACIATION (ILLINOIAS)</i>	118
Beringia glaciation	118
Principle of glacial isostasy and boreal transgression on the Beringia territory	128
Friable surface thickness and elevation of Chukotka	147
<i>Chapter 6. ZYRIANSK GLACIATION (EARLY WISCONSIN)</i>	152
Glaciation of Chukotka	152
<i>Chapter 7. KARGINSKY INTERGLACIAL PERIOD</i>	156
Dynamics of climate and transgressions on the Beringia territory	156
<i>Chapter 8. SARTAN GLACIATION (LATE WISCONSIN)</i>	162
Glaciation and description of Beringia's flora and fauna	162
Tundra-steppes: myth of reality of the past	183
Beringia steppes of late pleistocene	188
Stratigraphical sequences' interpretation in littoral lowlands	198
Beringia forest refuge	203

<i>Chapter 9. INTERCONTINENTAL LAND BRIDGES</i>	209
North-atlantic land bridge	209
Beringia land bridge	213
Migration of animals on the Beringia territory and contemporary interrelations of faunas of nearberingian territories (Chukotka and Alaska)	218
Occupation of America by man	286
Influence of extreme conditions on species genetic structure	294
About causes of Pleistocene animals' extinction	296
<i>Chapter 10. HOLOCENE</i>	304
Contemporary interglacial period	304
Contemporary faunas' interrelations of nearberingian territories (Chukotka and Alaska)	313
CONCLUSION	323
REFERENCES	330

Научное издание

КОЖЕВНИКОВ Юрий Павлович
ЖЕЛЕЗНОВ-ЧУКОТСКИЙ Николай Константинович

**БЕРИНГИЯ:
ИСТОРИЯ И ЭВОЛЮЦИЯ**

*Утверждено к печати
Ученым советом
Тихоокеанского института географии ДВО РАН*

Заведующая редакцией "Наука – биосфера,
экология, геология" А.А. Фролова

Редактор Л.И. Приходько

Художник Б.М. Рябышев

Художественный редактор Г.М. Коровина
Технические редакторы О.Б. Черняк, Г.П. Каренина
Корректоры Г.В. Дубовицкая, Р.В. Молоканова,
В.М. Ракитина

Набор и верстка выполнены в издательстве
на компьютерной технике

ИБ № 1714
ЛР № 020297 от 27.11.91

Подписано к печати 26.11.95. Формат 70×100 1/16

Гарнитура Таймс. Печать офсетная
Усл.печ.л. 31,2. Усл.кр.-отт. 31,5. Уч.-изд.л. 36,7
Тип. зак. 3004

Издательство "Наука"
117864 ГСП-7, Москва В-485, Профсоюзная ул., 90

Санкт-Петербургская типография № 1 РАН
199034, Санкт-Петербург В-34, 9-я линия, 12

Ю. П. КОЖЕВНИКОВ
Н. К. ЖЕЛЕЗНОВ-ЧУКОТСКИЙ

БЕРИНГИЯ:

ИСТОРИЯ И ЭВОЛЮЦИЯ

