

V.E. Khain N.I. Filatova I.D. Polyakova

**TECTONICS, GEODYNAMICS  
AND PETROLEUM POTENTIAL  
OF THE EASTERN ARCTIC SEAS  
AND THEIR CONTINENTAL  
FRAMING**



В.Е. Хаин Н.И. Филатова И.Д. Полякова

**ТЕКТОНИКА, ГЕОДИНАМИКА  
И ПЕРСПЕКТИВЫ  
НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ  
ВОСТОЧНО-АРКТИЧЕСКИХ МОРЕЙ  
И ИХ КОНТИНЕНТАЛЬНОГО  
ОБРАМЛЕНИЯ**



Редакционная коллегия:

*М.Г. Леонов* (главный редактор), *М.А. Ахметьев*,  
*Ю.О. Гаврилов* (заместитель главного редактора), *К.Е. Дегтярев*,  
*Ю.В. Карякин* (ответственный секретарь), *Ю.Г. Леонов*,  
*М.А. Семихатов*, *С.Д. Соколов*, *М.Д. Хуторской*

Рецензенты:

доктор геолого-минералогических наук *Н.В. Короновский*,  
доктор геолого-минералогических наук *А.М. Никишин*

**Труды Геологического института / Геол. ин-т РАН.** – М. : Изд-во АН СССР, 1932–1964. – М. : Наука, 1964– . – ISSN 0002-3272.

**Вып. 601 : Тектоника, геодинамика и перспективы нефтегазоносности Восточно-Арктических морей и их континентального обрамления / В.Е. Хаин, Н.И. Филатова, И.Д. Полякова.** – 2009. – 227 с. – ISBN 978-5-02-036974-0 (в пер.).

Рассмотрено тектоническое строение, геодинамика восточной части Северного Ледовитого океана, севера Евразийского континента и перспективы их нефтегазоносности. Приведенная Тектоническая карта Восточной Арктики демонстрирует неоднородность строения океана, асинхронность развития составляющих его полярных бассейнов и масштабы распространения в них площадей коры континентального типа. Охарактеризована тектоническая гетерогенность шельфов и континентального обрамления полярных морей, включающих фрагменты докембрийского кратона Арктида и неопротерозойско-мезозойских орогенных поясов – следы былых океанов. Установлена роль суперплюмовых эпизодов (с индикаторным магматизмом больших объемов) в возникновении древних океанов и мезозойско-кайнозойских морей Восточной Арктики. Показана корреляционная взаимозависимость докембрийско-кайнозойского геодинамического развития всего Арктическо-Евразийского (включая северо-западное континентальное обрамление Тихого океана) сегмента Земли. Охарактеризован нефтегазоносный потенциал рифтогенных и синсдвиговых осадочных бассейнов шельфов полярных морей Восточной Арктики. Наиболее перспективны комплексы поперечных поднятий бассейнов и континентального склона шельфов морей.

Для специалистов, аспирантов, интересующихся геологией, тектоникой Арктическо-Северо-Евразийского региона, стадийностью его развития, нефтегазоносным потенциалом.

По сети “Академкнига”

ISBN 978-5-02-036974-0

© Геологический институт РАН, 2009

© Хаин В.Е., Филатова Н.И., Полякова И.Д., 2009

© Российская академия наук и издательство “Наука”,  
продолжающееся издание “Труды Геологического  
института РАН” (разработка, оформление), 1932  
(год основания), 2009

© Редакционно-издательское оформление.  
Издательство “Наука”, 2009

# ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение .....	7
<b>Глава 1</b>	
<b>Тектоническое районирование региона Восточной Арктики и смежной части Евразии (В.Е. Хаин, Н.И. Филатова) .....</b>	<b>10</b>
<b>Глава 2</b>	
<b>Эпигренвильский кратон Арктида (В.Е. Хаин, Н.И. Филатова) .....</b>	<b>17</b>
<b>Глава 3</b>	
<b>Байкальские и каледонские орогенные пояса Восточной Арктики (В.Е. Хаин, Н.И. Филатова) .....</b>	<b>21</b>
<b>Глава 4</b>	
<b>Верхояно-Чукотский позднеюрский–среднемеловой поздне- киммерийский орогенный пояс (Н.И. Филатова) .....</b>	<b>31</b>
4.1. Тектоническое строение Верхояно-Чукотского орогенного пояса .....	32
4.2. Верхояно-Колымская коллизионная система. Рифтогенные, океанические, окраинноморские и островодужные комплексы .....	46
4.3. Новосибирско-Чукотско-Бруксовская орогенная система .....	66
<b>Глава 5</b>	
<b>Структуры Полярной Арктики (бассейны востока Север- ного Ледовитого океана и их континентальное обрамление) (Н.И. Филатова, В.Е. Хаин) .....</b>	<b>91</b>
<b>Глава 6</b>	
<b>Внутриплитный магматизм Восточной Арктики и Северо- Восточной Евразии (Н.И. Филатова, В.Е. Хаин) .....</b>	<b>105</b>
<b>Глава 7</b>	
<b>Структуры Восточной Евразии, связанные с развитием Тихого океана (Н.И. Филатова) .....</b>	<b>118</b>
7.1. Охотско-Чукотский альб-сенонский окраинно-континенталь- ный вулcano-плутонический пояс .....	118
7.2. Охотско-Корякский позднеюрский–среднемеловой орогенный пояс .....	125



7.2.1. Стратиграфическое расчленение юрско-меловых кремне- вулканогенных отложений в тектоно-стратиграфических разрезах востока Корякского нагорья (радиоляриевый и литофациальный анализы) .....	131
7.2.2. Результаты расшифровки и корреляции тектонострати- графических разрезов востока Корякского нагорья .....	148

## **Глава 8**

<b>Основные этапы тектонического развития бассейнов Восточ- ной Арктики и их континентального обрамления (В.Е. Хаин, Н.И. Филатова) .....</b>	<b>154</b>
8.1. Этапы формирования структур Восточной Арктики .....	154
8.2. Корреляция истории формирования Верхояно-Колымской коллизийной системы и тектонических событий в смежных Сибирско-Восточно-Арктическом и Тихоокеанском регионах .....	164
8.3. Роль суперплюмовых эпизодов в формировании структур Восточно-Арктическо-Азиатского региона .....	179

## **Глава 9**

<b>Нефтегазоносные и потенциально нефтегазоносные позд- немезозойско-кайнозойские бассейны Восточной Арктики (И.Д. Полякова) .....</b>	<b>183</b>
9.1. Обзор материалов по нефтегазоносности Восточной Арктики .....	185
9.2. Осадочные бассейны шельфа и континентального склона Восточно-Сибирского и Чукотского морей .....	193
9.3. Перспективы нефтегазоносности .....	199
<b>Заключение (В.Е. Хаин, И.Д. Полякова, Н.И. Филатова) .....</b>	<b>203</b>
<b>Литература .....</b>	<b>213</b>

## ВВЕДЕНИЕ

Несмотря на то что новейшие геолого-геофизические исследования значительно продвинули наши знания о тектонике и геодинамике Арктики, осталось еще много неразгаданных проблем, касающихся, в первую очередь, тектонического строения ложа полярных морей, включая континентальные шельфы акваторий. С решением этих проблем напрямую связана разработка и минерогенических аспектов этого слабо освоенного региона и, прежде всего, оценка его углеводородного потенциала, а также прогнозирование новых объектов скопления нефти и газа.

В географическом плане бо́льшая часть рассматриваемого региона принадлежит восточному сектору арктического шельфа Евразии, входящему в состав морей Восточно-Сибирского и Чукотского с архипелагами островов Новосибирским, Анжу, Де-Лонга и отдельными островами Врангеля и Геральда (рис. 1), охватывая, кроме того, побережье Восточной Якутии и Чукотки, а также северо-запад Арктической Аляски. На севере регион частично включает южную часть Амеразийского бассейна Северного Ледовитого океана, а на юге охватывает примыкающую к шельфу наземную часть Евразийского континента. Для этой территории в течение 2006–2008 гг. в Геологическом институте РАН был подготовлен макет Тектонической карты Восточной Арктики масштаба 1 : 2 500 000 (редакторы В.Е. Хаин, Н.И. Филатова). Данная монография является своего рода объяснительной запиской к этой карте. Однако для того, чтобы полнее раскрыть историю развития бассейнов Восточной Арктики и континентального их обрамления, потребовалось дополнительное рассмотрение тектонических особенностей более южных территорий Восточной Евразии (включая северную часть Корякского нагорья), поскольку выяснилась неразрывная связь геодинамических событий в Северном Ледовитом и Тихом океанах.

Прилагаемая Тектоническая карта Восточной Арктики завершает серию тектонических карт полярных морей. Эта серия включает Тектонические карты Баренцева моря и северной части Европейской России [Богданов, Хаин, 1996], а также морей



**Рис. 1.** Обзорная карта Восточной Арктики

Многоугольник – площадь представленной в работе Тектонической карты Восточной Арктики; точечный крап – области суши, рельеф дна бассейнов Северного Ледовитого океана

Карского и Лаптевых [Богданов, Хаин, 1998]. При этом надо иметь в виду, что еще в 1963 г. Ю.М. Пушаровский составил Тектоническую карту Арктики масштаба 1 : 10 000 000, которая охватывала весь Циркумполярный регион. Эта карта доныне сохранила свою актуальность.

Проведенные наземные геологические исследования, морские и аэрокосмические геофизические работы, бурение и изучение донных проб [Заманский и др., 1999; Зоненшайн и др., 1990а,б; Кабаньков и др., 2004; Косьюко и др., 2002; Парфенов и др., 2003; Хаин, 2001; Klempere et al., 2002; Kos'ko et al., 1993; Sokolov et al.,

2002] показали наличие на территории Восточной Арктики обширного возрастного ряда тектонических структур от докембрийских до кайнозойских, соотношение которых, как и геодинамические обстановки их формирования, пока недостаточно расшифрованы.

Цель проведенного нами научного синтеза – систематизировать главные тектонические единицы Восточной Арктики, проследить этапность и геодинамические обстановки их формирования, охарактеризовать потенциальную нефтегазоносность региона.

Конечной целью предпринятого нами синтеза новейших геолого-геофизической, тектонической, магматической информации по региону Восточной Арктики явилось решение ряда вопросов тектоники бассейнов Северного Ледовитого океана (включая шельфы полярных морей) и континентального их обрамления; главные из них:

- аргументация выделения докембрийского кратона Арктида (Гиперборея), выяснение масштабов его распространения и характера границ;

- выявление орогенных поясов различных возрастных интервалов, выяснение латеральной их протяженности и тектонической позиции в регионе;

- расшифровка строения всего ансамбля докембрийско-мезозойских тектонических структур Восточноарктического сегмента циркумполярной области, сформировавшихся перед раскрытием Северного Ледовитого океана;

- выяснение строения бассейнов востока Северного Ледовитого океана и геодинамических обстановок их возникновения, тектонической типизации и возрастного ранжирования осадочных бассейнов в пределах шельфов полярных морей, поскольку согласно имеющейся информации [Хаин и др., 2009] можно предположить их высокую потенциальную нефтегазоносность;

- генетическая взаимосвязь тектонических структур Циркумполярного региона и северо-западного континентального обрамления Пацифика.

**Введение, главы 1–8** написали В.Е. Хаин, Н.И. Филатова, **главу 9** – И.Д. Полякова, **Заключение** – все три соавтора.

Данное исследование (включая составление Тектонической карты Восточной Арктики масштаба 1 : 2 500 000) поддержано Программами №№ 10, 14 ОНЗ РАН, № 14 Президиума РАН, грантами РФФИ 05-05-64198, 08-05-00748, 09-05-00438, НШ 748.2006.5, 651.2008.3.

Финансирование издания монографии осуществлено Президиумом РАН и грантом НШ 651.2008.3.

## **ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ РЕГИОНА ВОСТОЧНОЙ АРКТИКИ И СМЕЖНОЙ ЧАСТИ ЕВРАЗИИ**

Регион Восточной Арктики включает фрагменты докембрийского кратона Арктида, а также байкальских, каледонских и средне-мелового (позднекеммерийского) орогенных поясов. Полярная область Восточной Арктики занята позднеюрским–меловым Американо-Азиатским океаническим бассейном, являющимся частью современного Северного Ледовитого океана. Еще ранее [Пушаровский, 1963, 1976; Зоненшайн, Натапов, 1987] было показано, что по обрамлению этого бассейна распространены фрагменты докембрийской континентальной коры, а также байкалиты, каледониты и герциниты. Синтез новейших данных подтвердил, что становление и преобразование континентальной коры Восточной Арктики происходило в ходе нескольких эпох орогенеза – гренвилльской, байкальской, каледонской (преимущественно элсмирской) и позднекеммерийской, в течение которых шло замыкание океанических бассейнов соответствующего возраста и оформление складчатопокровных поясов, что сопровождалось процессами амфиболит-зеленосланцевого и гранулитового метаморфизма [Парфенов, Кузьмин, 2001; Хаин, Филатова, 2007; Lawver et al., 2002; и др.]. В совокупности рассматриваемая территория охватывает фрагменты двух континентальных плит – эпикаледонской (включающей эпигренвилльскую Арктиду) и докембрийской Сибирской, а также Верхояно-Чукотский юрско-среднемеловой орогенный пояс. В пределах современных шельфов Восточно-Сибирского и Чукотского морей, прилегающих к Американо-Азиатскому бассейну, располагаются мел-кайнозойские структуры (включая системы разломов и осадочные бассейны) различной природы, генетически обусловленные среднемеловым орогенезом и раскрытием котловин Северного Ледовитого океана.

В целом в пределах Тектонической карты Восточной Арктики (рис. 2, см. вкл.) расположены следующие крупные тектонические единицы (с северо-востока на юго-запад):

- 1) образующие мезозойский Американо-Азиатский бассейн котловины Подводников с позднемеловой – раннекайнозойской субокеа-

нической и утонённой континентальной корой и Канадский с позднеюрской—среднемеловой океанической (или субокеанической) корой;

2) эпикаледонская континентальная плита, в состав которой входят:

а) фрагменты эпигренвильского кратона Арктида (Гиперборея) со слабо деформированным верхнепротерозойско-мезозойским чехлом, локально нарушенным мел—кайнозойским магматическим куполом Де-Лонга,

б) фрагменты байкальских и каледонских орогенных поясов,

в) деформированная при позднеюрском—среднемеловом (позднекиммерийском) орогенезе пассивная окраина эпикаледонской континентальной плиты, выделенная в качестве Новосибирско-Чукотско-Бруксовской орогенной системы,

г) важно подчеркнуть, что эта континентальная кора докембрийско-палеозойского возраста, частично деформированная в мезозое и кайнозое, слагает шельфы современных Восточно-Сибирского и Чукотского морей, распространяясь в пределы подводных хребтов Ломоносова, Менделеева, поднятий Чукотское-Нортвинд, что определяет внешнюю границу континентального шельфа Восточной Арктики на территории Северного Ледовитого океана;

3) позднеюрская—среднемеловая коллизионная шовная зона в составе сегментов: Колымской Петли, Южно-Аньюского, Чукотского, Кобук;

4) Верхояно-Колымская позднеюрская—среднемеловая (позднекиммерийская) коллизионная орогенная система, образованная деформированными палеозойско-верхнеюрскими океаническими, окраинноморскими, островодужными комплексами;

5) докембрийский Сибирский кратон, представленный восточной деформированной (при позднеюрском—среднемеловом орогенезе) окраиной, выделенной в качестве Верхоянской орогенной системы.

В совокупности Верхояно-Колымская коллизионная система с обрамляющими ее деформированными краями континентов составляют Верхояно-Чукотский позднекиммерийский орогенный пояс, имеющий продолжение на Северной Аляске;

6) меловой Охотско-Чукотский окраинно-континентальный магматический пояс;

7) наложенные меловые синорогенные бассейны, а также рифтогенные и синсдвиговые мел—кайнозойские впадины.

**Эпигренвильский кратон Арктида**, ныне характеризующийся блоковым строением, в Восточной Арктике распространен на Новосибирских островах, в архипелаге Де-Лонга, о. Врангеля, Земле Пири, в Канадском Арктическом Архипелаге, в подводных хребтах и поднятиях Менделеева, Чукотском, Нортвинд, на Восточной Чукотке, п-ове Сьюард, Северной Аляске. В целом этот кратон занимает в полярном регионе обширную территорию от архипелага Свальбард на западе до Северной Аляски на востоке [Хаин, Филатова, 2009б]. К началу неопротерозоя Арктида входила в состав суперконтинента Родиния. В результате распада последнего в середине неопротерозоя был обособлен ряд континентов, включая Арктиду (Гиперборею), которая в протерозое испытала дрейф от южных и приэкваториальных широт до северных, арктических. Шельфовый чехол в пределах большей части Арктиды деформирован слабо. И лишь на о-вах Де-Лонга этот чехол нарушен одноимённым меловым магматическим куполом. На рубеже неопротерозоя и кембрия в результате байкальского неопротерозойского орогенеза к Арктиде примкнул байкальский орогенный пояс.

**Эпикаледонская континентальная плита** образовалась после закрытия раннепалеозойского океана Япетус, оформления каледонского орогенного пояса и возникновения обширного континента Лавруссия (Еврамерика), восточно-арктический сектор которого расположен в пределах рассматриваемой территории. Этот сектор эпикаледонской плиты включает фрагменты кратона Арктида (вместе с байкалидами), а также структуры каледонского орогенного пояса, формировавшихся в две фазы орогенеза – скандскую и элсмирскую. Структуры складчато-покровного Иннуитского пояса, оформившегося в скандскую (силурийскую) фазу каледонского орогенеза, известны в Северо-Атлантическом регионе; дислокации элсмирской фазы (рубежа девона–карбона) вскрываются в архипелаге Де-Лонга, Восточной Чукотке, Северной Аляске, а в скважинах обнаружены на шельфе Чукотского моря (см. рис. 2, вкл.).

Эпикаледонская континентальная плита с верхнепалеозойским–мезозойским шельфовым чехлом, находясь в составе позднепалеозойской Пангеи, испытала в пределах Восточной Арктики два этапа рифтогенеза. С первым из них, на рубеже девона и карбона, связано формирование ряда рифтов, в том числе **Ханна**. Второй этап рифтогенеза, начавшийся в конце триаса, стал предвестником возникновения Амеразийского бассейна.

**Верхояно-Чукотский позднекеммерийский орогенный пояс** имеет сложное зональное строение. Он включает централь-

ную Верхояно-Колымскую коллизионную систему, к которой по сутуре примыкают две орогенные системы, представляющие дислоцированные окраины столкнувшихся кратонов.

С северо-востока к центральной коллизионной системе при-членена южная окраина эпикаледонской континентальной плиты в пределах Восточной Арктики, которая вместе с чехлом интенсивно дислоцирована в ходе позднеюрско-среднемелового орогенеза и превращена в **Новосибирско-Чукотско-Бруксовскую орогенную систему** (см. рис. 2, вкл.). Она образована складчато-надвиговыми и покровными структурами северной вергентности. В нижней её части расположены чешуйчато-надвиговые структуры деформированного шельфового чехла края континента, которые выше перекрыты покровами с аллохтонными палеозойско-мезозойскими океаническими, окраинноморскими и островодужными комплексами. В этой орогенной системе выделяются внутренняя и внешняя зоны. Первая из них – **Чукотско-Аляскинская зона**, с юга ограниченная коллизионным швом, характеризуется максимальной дислоцированностью пород, присутствием зонально метаморфизованных пород с цепочкой гранито-гнейсовых куполов и многочисленными массивами коллизионных гранитоидов. Внешняя **Новосибирско-Врангеля-Лисберн-Бруксовская зона** распадается на ряд сегментов и характеризуется складчато-надвиговыми дислокациями северной вергентности. К ограничивающим с севера эту внешнюю зону орогенной системы фронтальным надвигом примыкает цепочка синорогенных, синсдвиговых бассейнов, включая **бассейн Колвилл** (см. рис. 2, вкл.). Эта система передовых прогибов формировалась в основном в раннем и среднем мелу, постепенно смещаясь во времени на север, вглубь континентальной плиты.

С юго-запада к центральной коллизионной системе примыкает деформированная восточная окраина Сибирского кратона, традиционно выделяющаяся в качестве **Верхоянской позднеюрско-среднемеловой орогенной системы** (см. рис. 2, вкл.). Последняя, как известно, образована деформированным шельфовым чехлом, складчато-надвиговые структуры которого шарьированы вглубь Сибирского кратона.

**Верхояно-Колымская позднеюрская–среднемеловая коллизионная орогенная система** расположена между двумя континентальными плитами, отделяясь от них коллизионным швом. В Тектоническую карту Востока Арктики (см. рис. 2, вкл.) она входит фрагментарно и представлена Улахан-Тасской и Алазейско-



Олойской зонами. Первая из них имеет субширотную ориентировку, а вторая простирается в северо-западном направлении. В целом орогенная система в плане имеет извилистую меридионально сплюснутую конфигурацию и ограничивается двумя изгибами – Колымской Петли на западе и Кобук (в пределах Аляски) на востоке (см. рис. 2, вкл.). По левому сдвигу часть структур этой системы вместе с Южно-Аньюским сегментом коллизионной сутуры перемещена на северо-запад. Верхояно-Колымская система характеризуется дивергентностью: образующие её веерообразно расходящиеся тектонические пластины и чешуйчато-надвиговые структуры вергентны в сторону двух обрамляющих континентов. В состав структур Верхояно-Колымской системы входят тектонически совмещённые океанические, окраинноморские и островодужные комплексы широкого возрастного диапазона – от кембрия до поздней юры включительно. Несколько возрастных уровней поверхностей структурного несогласия, олистостромомолассовых отложений, зон синнадвигового зелёносланцевого и амфиболитового метаморфизма служат свидетельствами этапности развития и постепенного замыкания Верхояно-Колымской коллизионной орогенной системы. К числу таких доказательств относятся и признаки трёхэтапного развития ансамблей островных дуг и сопровождающих их окраинных морей.

Ограничивающий Верхояно-Колымскую орогенную систему **коллизионный шов**, закончивший оформление в среднем мелу, состоит из нескольких сегментов: **Колымской Петли, Южно-Аньюского, Чукотского, Кобук**. Вследствие вышеупомянутого левостороннего сдвига, нарушившего целостность коллизионного шва, Южно-Аньюский его сегмент имеет прямолинейную конфигурацию и перемещён на северо-запад, торцово сочленяясь с сегментом Колымской Петли (см. рис. 2, вкл.). Бóльшая восточная часть Южно-Аньюского и Чукотского сегментов скрыта под образованиями Охотско-Чукотского магматического пояса, где эта сутура предполагается по локальным выходам офиолитов. В строении всех сегментов коллизионного шва принимают участие фрагменты тектонических покровов с океаническими, окраинноморскими и островодужными комплексами палеозоя–верхней юры. Эти покровы вергентны в сторону примыкающих континентов. В пределах последних сегменты коллизионного шва трассируются поясами массивов коллизионных гранитоидов. Кроме того, этот шов выражен интенсивными полосовидными положительными магнитными аномалиями, причём аномалии максимальной интенсивности предположительно соответствуют офиолитам глубинной “корневой” части шва, не вскрытой на поверхности.

**Охотско-Чукотский окраинно-континентальный магматический пояс**, развивавшийся в течение позднего альба–сенона на фундаменте, оформившемся в результате среднемелового орогенеза, генетически связан с тектоническими событиями в Пацифике. Этот магматический пояс вместе с подстилающими верхнотеривскими–нижнеальбскими молассами является неоавтохтоном для рассмотренных выше среднемеловых орогенических систем.

На территории прилагаемой Тектонической карты установлены структурно-магматические признаки, по крайней мере, **трёх разновозрастных суперплюмовых событий**. Со среднепалеозойским эпизодом связан повсеместно установленный девонский–раннекаменноугольный рифтогенез, сопровождавшийся бимодальной магматической ассоциацией. Второй эпизод суперплюмового магматизма – траппы конца перми–триаса – обнаружены в пределах кратона Арктида (и эпикаледонской плиты в целом) и на Сибирском континенте. И, наконец, третий суперплюмовый эпизод (а возможно, серия последовательных эпизодов) датируются интервалом от поздней юры до плейстоцена включительно. Индикаторами этого этапа являются многочисленные изолированные вулканические поля соответствующего возраста, локально развитые на многих участках континентального обрамления арктических океанических бассейнов, включая морские шельфы. На этом этапе был сформирован **купол Де-Лонга**, возникший как результат магматического диапиризма в пределах докембрийской континентальной коры (см. рис. 2, вкл.). К этому куполу, образованному системой концентрических дуговых разломов и отражённому на магнитометрической и гравиметрической картах, приурочены базальтоиды внутриплитного типа. Структура магматического купола Де-Лонга подчёркнута радиальными грабенами и периферическими дуговой формы бассейнами (**Вилькицкого, Новосибирским**).

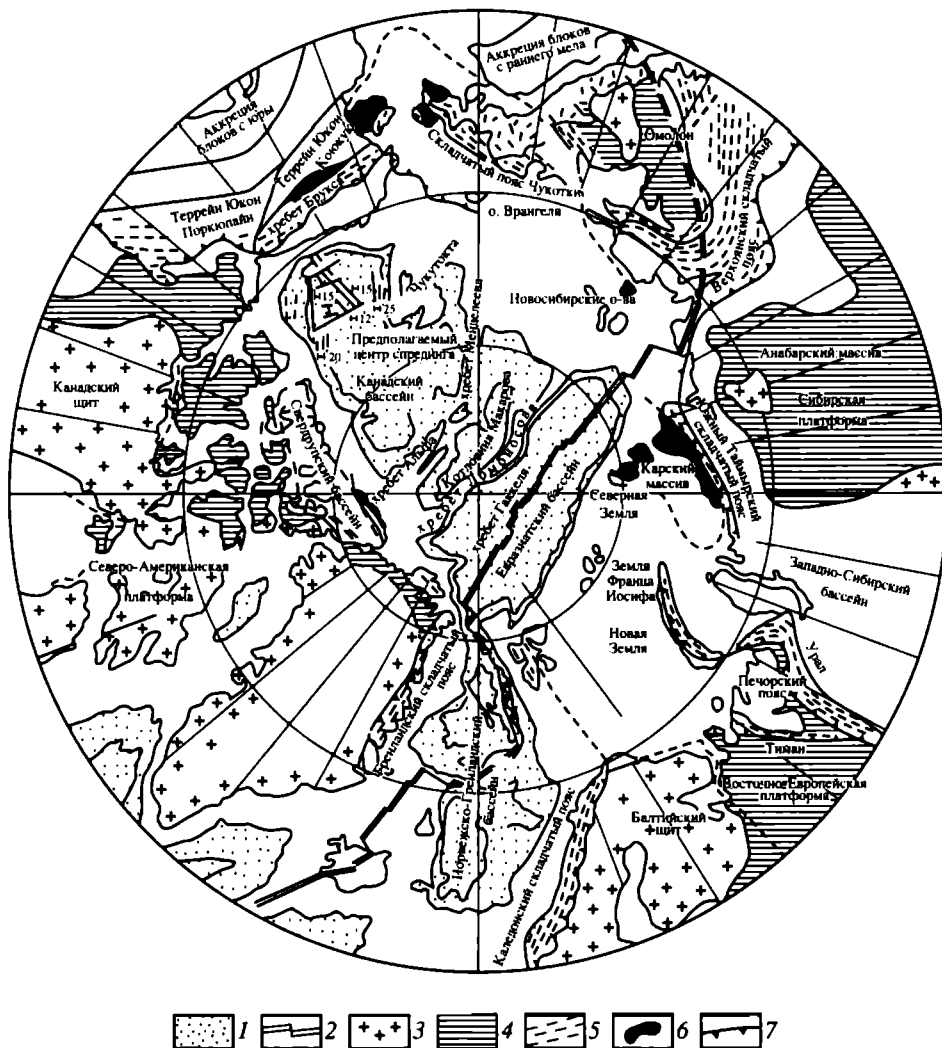
В целом в пределах континентальных шельфов Восточно-Сибирского и Чукотского морей произошло телескопирование осадочных бассейнов различного возраста и генезиса (см. рис. 2, вкл.): позднедевонских–раннекаменноугольных рифтов (Ханна и др.), связанных, возможно, с проявлениями плюмов; синколлизионных бассейнов перед фронтом растущего среднемелового орогена (Колвилл и др.); синсдвиговых и рифтогенных мел–кайнозойских бассейнов, отражающих конечные стадии среднемеловой орогенной компрессии и (или) раскрытие Евразийского океана (**Северо-Чукотский, Южно-Чукотский, Хоуп бассейны**). Идентификация всех этих типов бассейнов важна в целях оценки нефтегазоносного потенциала арктических морей. Для того чтобы

ориентировочно оценить мощность осадочного заполнения бассейнов, мы в их пределах на основе синтеза карт локальных аномалий гравитационного, магнитного полей [Mazatovich, Sokolov, 2003; и др.] и немногочисленных данных сейсмопрофилирования [Драчев и др., 2001; Franke et al., 2004; Lebedeva-Ivanova et al., 2006; и др.] условными линиями изобразили изопахиты. Поскольку на американском шельфе Чукотского моря плотность сейсмических профилей выше и к тому же они дополняются пятью буровыми скважинами, степень надежности показанных здесь мощностей осадочного чехла соответственно выше.

В приполярной области на Тектонической карте Восточной Арктики (см. рис. 2, вкл.) изображены краевые части **Канадской океанической котловины** и **субокеанической впадины Подводников**, разделённых скрытыми под морскими водами **поднятиями Менделеева и Чукотским**. Оба эти поднятия, выраженные положительными гравитационными аномалиями умеренной интенсивности, судя по данным сейсмопрофилирования, представляют продолжение докембрийского кратона Арктида. Эти поднятия разделены узким рифтом, выраженным полосовидной отрицательной аномалией поля силы тяжести. Аналогичные рифты прослеживаются и в пределах самих поднятий. Котловины Канадская и Подводников входят в состав Американо-Евразийского бассейна современного Северного Ледовитого океана. В отдельных его частях, например в бассейнах Канадском и Макарова, режим растяжения завершился процессом спрединга, причём для Канадской котловины активный спрединг и образование океанической (или субокеанической) коры датируются по материалам драгирования и бурения поздней юрой–ранним мелом. Генезис впадины Подводников дискуссионен. Наиболее вероятно развитие в его пределах утонённой континентальной коры, на севере сменяющейся субокеанической, что подтверждается данными сейсмопрофилирования. Режим растяжения в этой впадине предположительно датируется поздним мелом–ранним кайнозоем.

# ЭПИГРЕНВИЛЬСКИЙ КРАТОН АРКТИДА

Впервые предположение о наличии в арктическом регионе блока древней консолидированной коры высказал Н.С. Шатский [1935], выделив здесь платформу Гиперборею. На Тектонической карте Арктики масштаба 1 : 10 000 000 [Пушаровский, 1963] эта платформа была идентифицирована как область докембрийской континентальной коры. Восточнее на этой карте были изображены еще два обширных платформенных массива аналогичного строения. Много позже (1987 г.) Л.П. Зоненшайн и Л.М. Натапов докембрийский континент Центральной Арктики назвали Арктидой, и этот термин в последние годы получил широкое распространение. Однако, несмотря на прогресс в геологическом изучении полярной области Земли, проблема этого древнего континента поныне составляет предмет дискуссий. Прежде всего, ставится под сомнение реальность такого континента вообще, и на подавляющем большинстве реконструкций интервала докембрий–палеозой [Li et al., 2008] этот континент не фигурирует. Вместе с тем в ряде палеореконокструкций выделяются многочисленные докембрийские микроплиты (миникратоны): Баренция, Свальбардская, Большеземельская, Карская [Gee, Tebenkov, 2004; Roberts, Olovyanishnikov, 2004; и др.], хотя доказательства обособленности и самостоятельности развития этих микроплит обычно не приводятся. Вызывает дискуссию и масштаб кратона Арктида. Первоначально [Зоненшайн, Натапов, 1987; Metelkin et al., 2005] к нему была отнесена площадь, включающая Северо-Карский, Таймырский, Чукотско-Аляскинский и Элсмирский регионы (рис. 3), хотя подчеркивалось, что в современной структуре кратон нарушен на ряд блоков. В более поздних трактовках [Кузнецов, 2009; Хаин, Филатова, 2009б] к кратону Арктида, кроме упомянутой выше площади, был отнесен и Свальбардско-Баренцевский регион. Другой аспект проблемы кратона Арктида заключается в выяснении времени его обособления от эпигренвильского суперконтинента Родиния и продолжительности самостоятельного развития.



**Рис. 3.** Главные геологические структуры Арктики [Зоненшайн, Натапов, 1987]

1 – океанические бассейны глубже 2000 м; нанесены изобаты 2000 и 3000 м; 2 – активный спрединговый центр; 3–5 – континентальные структуры: 3 – щиты, 4 – платформы, 5 – орогенные пояса; 6 – древние массивы – фрагменты континента Арктида; 7 – фронт складчатости; M12, M15, M20, M25 – мезозойские магнитные аномалии

Синтез геолого-геофизических данных показал, что деформированный и нарушенный палеозойско-кайнозойскими структурами неопротерозойский (эпигренвильский) кратон Арктида-Гиперборея занимает всю полярную область, включая шельфы, острова и хребты Баренцева моря и Амеразийского бассейна и в виде блоков вскрываясь по их континентальному обрамлению на архипелаге Новая Земля, п-ове Таймыр, Чукотско-Аляскинско-Бруксовской площади, на севере Канадского арктического архипелага. Нередко

выделяющиеся в качестве самостоятельных докембрийские миникратоны представляют всего лишь континентальные окраины Арктиды: Свальбардскую, Баренцевско-Новоземельскую, Карскую и т.д. Ограничениями Арктиды служат орогенные пояса: байкальский, каледонский, герцинский, позднекембрийский. Они отделяют Арктиду от палеократонов Балтика, Лаврентия, Сибирский, а отчасти и от структур Палеопацифика. В целом ансамбль этих палеократонов – следствие неопротерозойского распада суперконтинента Родиния.

Строение кратона Арктида наиболее полно выявлено в пределах северных частей (здесь и далее современные координаты) Гренландии и Канады, а также на архипелаге Свальбард. Кратон включает два главных структурных этажа, разделенных резким структурным несогласием: архейско-мезопротерозойский кристаллический фундамент и неопротерозойский–нижнепалеозойский чехол. Кристаллический фундамент образован фрагментами архейско-палеопротерозойского суперконтинента Колумбия и гренвилльских (рубежа мезо-неопротерозоя) орогенных поясов. Шельфовый чехол кратона Колумбия представлен палео-мезопротерозойскими осадочными породами – кварцитами, мраморами, сланцами, а также ортогнейсами.

В Восточной Арктике кратон Арктида представлен преимущественно шельфовым чехлом, который вскрывается на Новосибирских о-вах, в архипелаге Де-Лонга, Земле Пири, в Канадском Арктическом Архипелаге, в подводных хребтах и поднятиях Ломоносова, Менделеева, Чукотском. Фрагменты кратона Арктида можно предполагать на шельфах полярных морей – Восточно-Сибирском, Чукотском (см. рис. 2, вкл.), а также в Чукотско-Аляскинском блоке (микроплите), входящем в состав северо-восточной части Верхояно-Чукотской тектонической области.

В целом выявление фрагментов этого кратона в Восточной Арктике затруднено вследствие его значительной более поздней переработки в течение мезозойских и кайнозойских импульсов тектогенеза. На Новосибирских о-вах вскрыт шельфовый чехол кратона, начинающийся с карбонатов ордовика. В его разрезе проявлены два структурных несогласия, соответствующих скандской и элсмирской фазам орогенеза смежных структур. На о. Врангеля (см. рис. 2, вкл.) во врангелевском комплексе, состав которого считается весьма разнообразным [Остров..., 2003], к шельфовому чехлу Арктиды относятся предположительно неопротерозойско-кембрийские мраморы, аркозовые песчаники и сланцы, претерпевшие при байкальском орогенезе деформации и метаморфизм амфиболит-зеленосланцевой фации. Этот чехол Арктиды несо-

гласно надстраивается терригенно-карбонатными отложениями силура–карбона, причем и здесь обособляется вулканогенно-терригенная толща среднего–позднего девона – индикатор повсеместной структурной перестройки. Близкий по составу шельфовый чехол распространен на Чукотском п-ове и в Северной Аляске, где он образует серию вергентных в северных румбах покровов и чешуйчато-надвиговых структур, перекрывающих Чукотско-Аляскинский фрагмент Арктиды. Восточнее, на п-ове Сьюард Аляски, выделена верхнепротерозойская–нижнепалеозойская группа ноум [Patric, McClelland, 1995], столь же неоднородная по составу, как и врангелевский комплекс. К чехлу Арктиды здесь, по-видимому, относятся метаморфизованные сланцы, аркозы, мраморы (с конodontами ордовика), нижняя часть которых прорвана ортогнейсами с неопротерозойским возрастом протолитов. Аналогичные позднепротерозойско-палеозойские породы чехла кратона Арктиды продолжаются в хребте Брукс, где они входят в состав Центральной зоны и Сланцевого пояса киммерийского орогена.

Индикаторами этапов отчленения кратона Арктида от суперконтинента Родиния служат орогенные пояса по обрамлению этого кратона, возникшие на месте замкнувшихся океанов. В целом эти пояса ныне занимают циркумполярную позицию, но до середины палеозоя весь этот поэтапно формировавшийся ансамбль структур размещался в южных либо приэкваториальных палеоширотах. К началу неопротерозоя Арктида входила в состав суперконтинента Родиния. В результате распада последнего в середине неопротерозоя был обособлен ряд континентов, включая Арктиду (Гиперборею), которая в протерозое испытала дрейф от южных и приэкваториальных широт до северных, арктических. Шельфовый чехол в пределах большей части Гиперборейского кратона деформирован слабо. И лишь на о-вах Де-Лонга этот чехол нарушен одноименным меловым магматическим куполом.

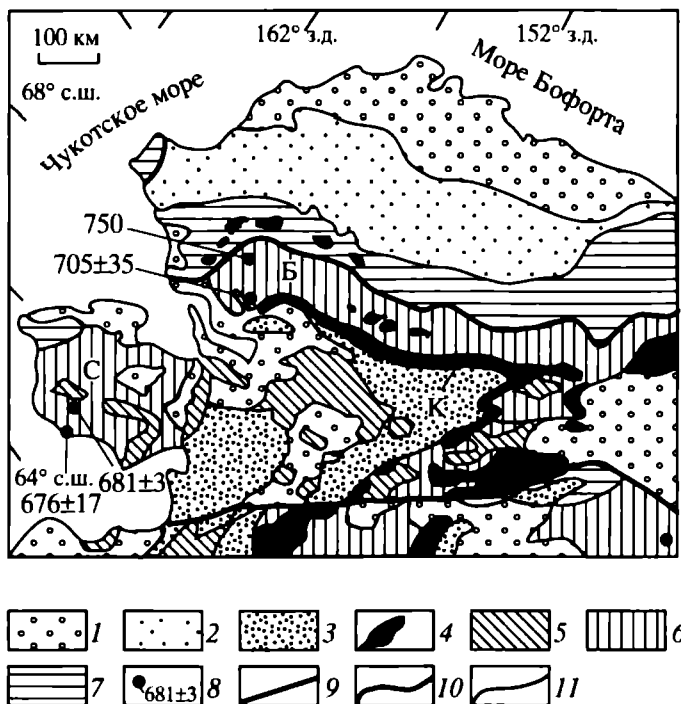
На рубеже неопротерозоя и кембрия в результате байкальского орогенеза к Арктиде-Гипербореи примкнули фрагменты байкальских орогенных поясов, вскрывающиеся ныне в центральной части п-ова Таймыр, на о. Врангеля, Восточной Чукотке, п-ове Сьюард, Северной Аляске.

## БАЙКАЛЬСКИЕ И КАЛЕДОНСКИЕ ОРОГЕННЫЕ ПОЯСА ВОСТОЧНОЙ АРКТИКИ

**Байкальский (поздненеопротерозойский) орогенный пояс.** Неопротерозойский орогенный пояс в циркумполярном регионе имеет фрагментарный характер распространения. Однако в целом эта мозаика фрагментов образует прерывистую полосу, протягивающуюся от Баренцево-Тиманского региона [Богданов, Хаин, 1996; Кузнецов, 2009; Кузнецов и др., 2006, 2007; Gee, Tebenkov, 2004] через Полярный Урал и Таймыр [Верниковский, 1996; Руженцев, Савельев, 1997; Хаин и др., 1999] на Аляску, составляя Тимано-Аляскинский пояс. В Восточной Арктике структурно-вещественные комплексы неопротерозойского орогенеза тектонически расчленены, интенсивно деформированы и нередко метаморфизованы в амфиболит-зеленосланцевой фации в процессе позднекиммерийского орогенеза. Можно предполагать, что фрагменты этих комплексов слагают отдельные участки шельфов Восточно-Сибирского, Чукотского морей, локально присутствуют на п-овах Чукотском, Сьюард, в хребте Брукс и в коллизионной сутуре Колымской Петли.

Так, байкалиты выделены на о. Врангеля [Косько, 2007; Kos'ko et al., 1993] (см. рис. 2, вкл.). Здесь в неоднородном и наверняка гетерогенном врангелевском комплексе установлены амфиболиты, эпидот-амфиболовые и актинолит-эпидот-хлоритовые сланцы по эффузивам и силлам основного состава, считающиеся нижней частью этого комплекса [Остров ..., 2003], но слагающие, вероятнее всего, пакет тектонических пластин. Ассоциация метабазитов включает габбро и габбро-долериты, возраст которых (U-Pb по циркону)  $699 \pm 1$  млн лет. Эти океанические или островодужные базиты Тимано-Аляскинского орогенного пояса дополняются магматическими породами кислого состава, также отнесенными к врангелевскому комплексу, но имеющими, видимо, иной возраст и генезис. Метаморфизованные кислые эффузивы и туфы с теневыми текстурами (частью превращенные в ортогнейсы) ассоциируются с массивами мусковитовых гранитов, гранит-порфиоров и граносиенитов с повышенными содержаниями  $K_2O$ ,  $Al_2O_3$ . Интрузии сопровождаются скарнами и грейзенами с редкометалльной





**Рис. 4.** Геологическая схема п-ова Сьюард и хребта Брукс [Patric, McClelland, 1995]

1 – кайнозойские отложения; 2 – меловые терригенные отложения фронтального бассейна Колвилл; 3, 4 – палеозойские и мезозойские породы в аллохтонном залегании; 3 – окраинноморские и островолужные, преимущественно терригенные, 4 – океанические и островолужные офиолиты; 5 – неопротерозойские–нижнепалеозойские магматические и терригенные породы преимущественно амфиболитовой фации в меловых гранито-гнейсовых куполах; 6, 7 – верхнепротерозойские–палеозойские метатерригенные породы преимущественно зеленосланцевой фации чехла Чукотско-Аляскинского микроконтинента: 6 – в пределах хребта Брукс и Юкон-Танана террейна, 7 – в пределах п-ова Сьюард; 8 – тела ортогнейсов с указанием неопротерозойского возраста протолита, млн лет; 9 – региональный разлом Тинтин-Калтаг; 10 – преимущественно надвиги; 11 – границы стратиграфические; Б – хребет Брукса, К – меловая коллизонная сутура Кобук, С – п-ов Сьюард

минерализацией. На идентификационных диаграммах интрузивные породы занимают пограничную позицию между полями известково-щелочных и щелочных серий и относятся к орогенным и позднеорогенным образованиям. Датировки гранитоидов разными методами показали значительную дисперсию. К истинному возрасту формирования пород, по-видимому, наиболее близки значения интервала 633 (+21–12)–590 ± 50 (Pb–Pb и U–Pb по цирконам, K–Ar по валу). Эта позднепротерозойская вулканоплутоническая ассоциация считается [Косько, 2007] индикатором активной континентальной окраины Тимано-Аляскинского океана.

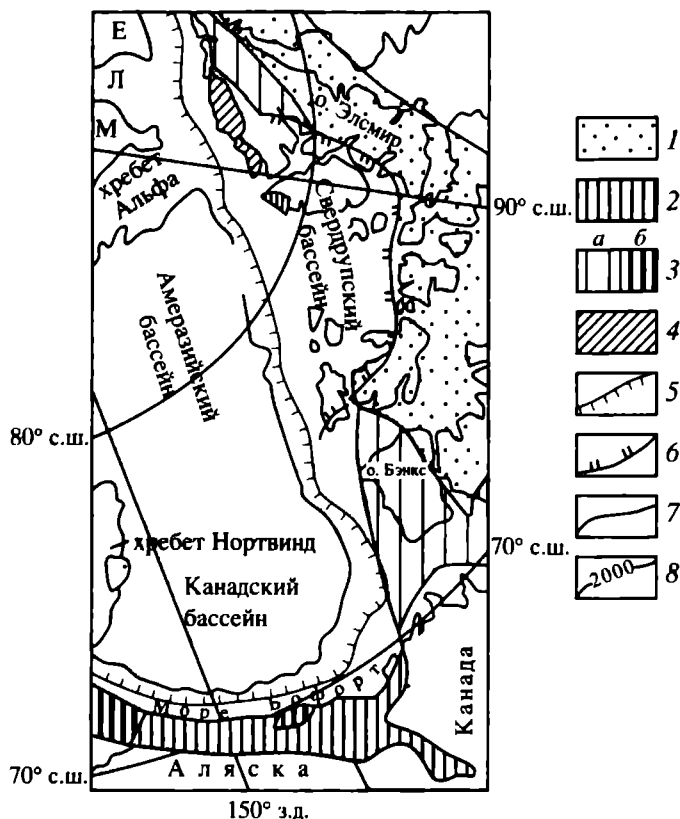
Сложность выявления фрагментов рассматриваемого орогенного пояса на Чукотке и Аляске (п-ове Сьюард и хребте Брукс)

заключается в их позднейшей переработке при среднемеловом орогенезе, когда они претерпели гранулит-амфиболитовый метаморфизм и гранито-купольный тектогенез [Akinin, Calvert, 2002; и др.]. Весьма сходная с врангелевским комплексом группа н-ома Сюард (рис. 4) образована, как полагают ученые [Patric, McClelland, 1995], чередующимися в разрезе мафическими сланцами, метабазитами, мраморами, глинистыми и графитовыми сланцами. Группа н-ома, вероятнее всего, представляет пакет пластин, в котором тектонически совмещены разновозрастные и генетически разнородные породы, причем часть метабазитов является, возможно, принадлежностью неопротерозойского океана. К этой же группе н-ома отнесены ортогнейсы, возраст протолитов которых (U-Pb по циркону)  $681 \pm 3$  и  $676 \pm 15$  млн лет (см. рис. 4). Не исключено, что эти неопротерозойские гранитоиды (претерпевшие последующий метаморфизм в интервале 124–117 млн лет) имеют островодужную природу. Аналогичные гранитоиды (ортогнейсы) с датировками протолитов середины неопротерозоя установлены и в хребте Брукс (см. рис. 4). Вполне вероятно присутствие базит-гранитоидных комплексов байкалитид и в среднемеловых гранито-гнейсовых куполах Восточной Чукотки.

В пределах внутренней части позднекеммерийского Верхне-Чукотского орогена также возможно наличие фрагментов байкалитид (см. рис. 1), подвергшихся размыву во второй половине кембрия. На это указывает присутствие в сегменте коллизионной сuture Колымской Петли средне-верхнекембрийских (с трилобитами) офиолитокластитов мощностью 200 м [Шпикерман, Мерзляков, 1988]. Это алевролиты, песчаники и гравелиты, терригенная составляющая которых представлена серпентинитами, базальтами и яшмами.

**Каледонский (ранне-среднепалеозойский) орогенный пояс.** Каледониды занимают циркумполярную позицию и в целом образуют узкую петлеобразную полосу, обрамляющую кратон Арктида (см. рис. 1) и разомкнутую лишь вдоль периферии Сибирского кратона. Этот орогенный пояс неоднороден: в западной, Гренландско-Норвежской части он возник при раннекаледонском, скандском орогенезе, а восточная, Канадско-Аляскинская его часть оформилась в девоне в ходе позднекаледонского элсмирского орогенеза.

В Восточной Арктике расположены фрагменты позднекаледонского элсмирского орогенного пояса. В целом позднекаледонские структуры элсмирской (девон–ранний карбон) фазы орогенеза слагает Иннуитский складчато-покровный пояс [Хаин, 2001], смыкающийся с аналогичным поясом по обрамлению моря Бофорта, включая Северную Аляску. Структуры элсмирид были



**Рис. 5.** Размещение верхнекембрийских–ордовикских фаций франклинского комплекса в обрамлении Амеразийского бассейна [Grantz et al., 1998]

1 – шельфовые карбонаты; 2 – глубоководные пелиты, песчаники, кремни, известняки, туфы; 3 – предполагаемые районы распространения фаций: а – шельфовых, б – глубоководных; 4 – аллохтонное залегание метаморфических и офиолитовых пород протерозоя–силура (аллохтон Пирия); 5 – граница шельфа; 6 – граница Свердрупского бассейна; 7 – граница фаций; 8 – изобаты, м; Е – Евразийский бассейн, М – бассейн Макарова, Л – Ломоносовский хребет

нарушены и разобщены в ходе спрединга юрской океанической коры Канадского бассейна (рис. 5). Как доказывают геолого-геофизические данные [Grantz et al., 1998; Klempereger et al., 2002], элсмириды обрамляют окраину этого бассейна, располагаясь в пределах шельфов морей Бофорта, Чукотского и Восточно-Сибирского. На шельфе Чукотского моря они выявлены к северу от Аляски, включая фундамент мелового бассейна Колвилл (см. рис. 2, вкл.). В трёх скважинах (две из них на своде Барроу) обнаружены глубоководные сланцы, аргиллиты и песчаники с фауной ордовика, силура и раннего–среднего девона франклинского комплекса, прорванные калиевополевошпатовыми гранитами. Хотя их К-Аг возраст ранний карбон (332 млн лет), эти данные полагают [Sherwood et al., 2002] заниженными и граниты относят к элсмирской, девон-

ской фазе орогенеза. По данным сейсмопрофилирования и бурения [Klemperer et al., 2002], южнее свода Барроу ордовикско-силурийский интервал разреза франклинского комплекса содержит дистальные турбидиты, гемипелагические граптолитовые глинистые сланцы, яшмы, кремни и вулканогенные породы, венчающиеся поверхностью структурного несогласия. Последняя рассматривается [Lawver et al., 2002] как индикатор скандской фазы каледонского тектогенеза, которая вызвала дислоцированность и метаморфизм пород франклинского комплекса и формирование ряда поднятий над уровнем моря (включая свод Барроу). Однако морской бассейна продолжал существовать и в среднем палеозое, вплоть до элсмирской фазы орогенеза в позднем девоне. Нижний и средний девон представлены базальными конгломератами, известковистыми и глинистыми сланцами, сверху ограниченными позднедевонской поверхностью структурного несогласия (364–342 млн лет). Элсмирский орогенез завершился формированием рифтогенной группы эндикот верхнего девона–нижнего карбона. Элсмириды можно предполагать и на п-ове Лисберн Северной Аляски, где установлены [Moore et al., 2002; Sherwood et al., 2002] глубоководные глинистые сланцы ордовика и турбидиты силура, несогласно перекрытые девонско-нижекаменноугольными угленосными сланцами и песчаниками группы эндикот (рис. 6). Позднемиссисипский–пермский интервал представлен чехлом карбонатов.

Каледониды можно предполагать и западнее хребта Менделеева (см. рис. 2, вкл.), где на о-вах Генриетта и Жаннетта архипелага Де-Лонга вскрывается туфогенно-осадочная толща (700 м) с плохой сохранности фораминиферами карбона. На о. Генриетты она перекрывает предположительно среднеордовикские песчаники и сложена терригенно-туфогенными породами, андезито-базальтами, базальтами. В верхах разреза расположены покровы трахибазальтов с К-Аг датировками 390–300 млн лет [Парфенов, Кузьмин, 2001]. Генетическая и возрастная связи этих щелочных пород с остальной терригенно-вулканогенной толщей не установлена. По материалам исследователей [Каплан и др., 2001; Kos'ko et al., 1993], вулканогенные турбидиты, андезито-базальты и базальты о. Генриетты принадлежат известково-щелочной серии и относятся к ордовику, поскольку  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  определения (по валу) ассоциирующих с ними даек и силлов диоритов составляют 440 млн лет; весь комплекс пород рассматривается как надсубдукционный.

Фрагменты каледонских орогенных поясов установлены во внутренней части среднемелового Верхояно-Чукотского орогена (рис. 7). Здесь вдоль сутуры Колымской Петли располагаются блоки деформированных покровов офиолитов, включающих сер-

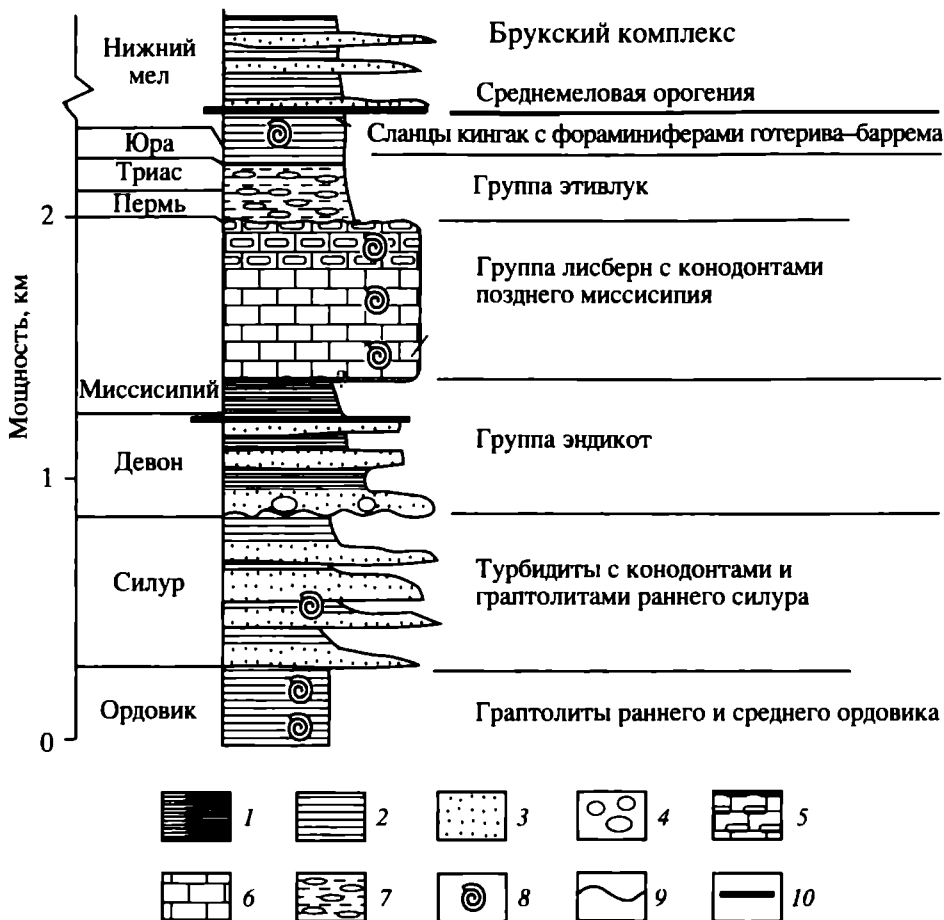
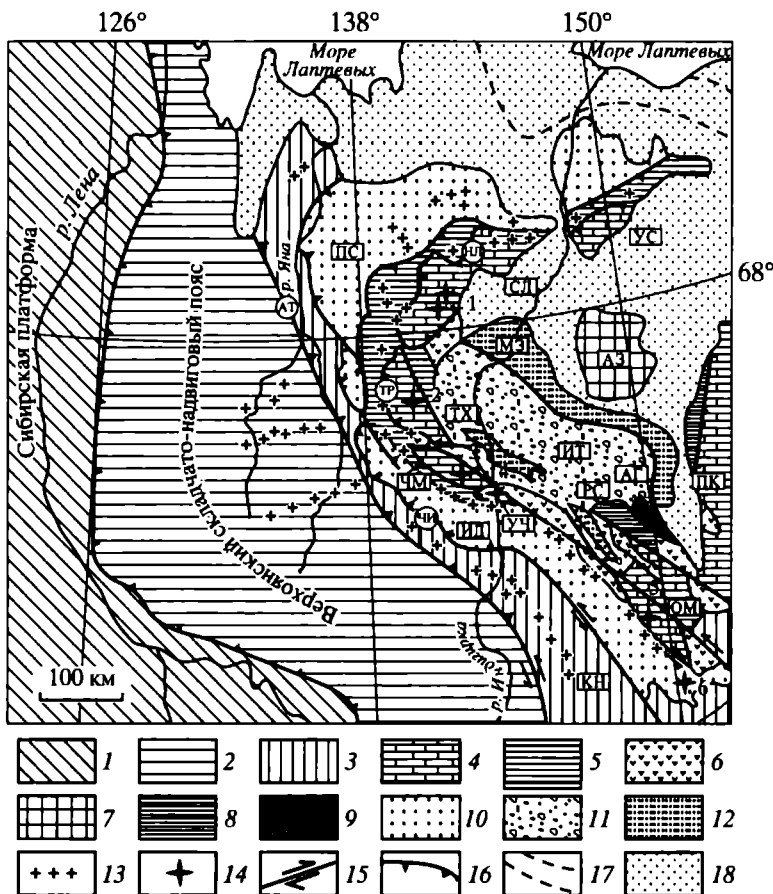


Рис. 6. Реконструированный стратиграфический разрез надвиговой зоны на п-ове Лисберн [Moore et al., 2002]

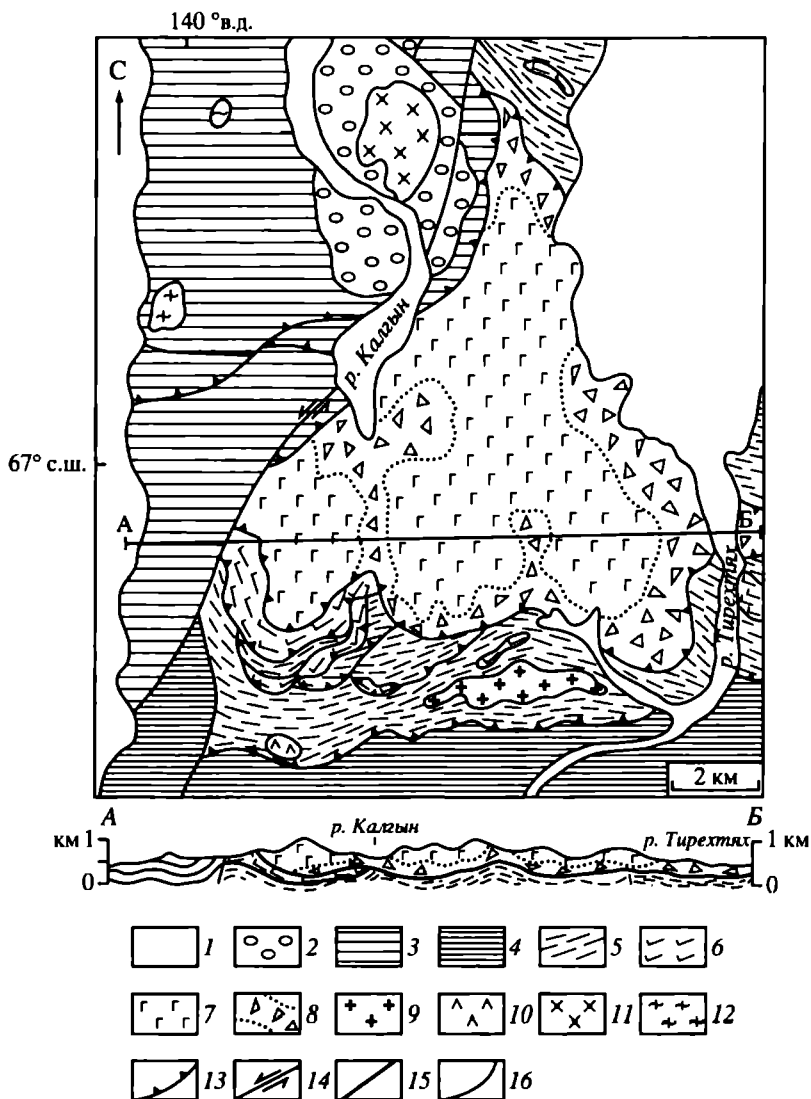
1 – угли, сланцы; 2 – глинистые сланцы; 3 – песчаники; 4 – конгломераты; 5 – кремнистые известняки; 6 – известняки; 7 – аргиллиты, кремнистые аргиллиты, кремни; 8 – морская фауна; 9 – граница стратиграфического и углового несогласий; 10 – надвиги

пентиниты, гарцбургиты, дуниты, габбро, метабазальты [Лейер и др., 1993; Оксман, 2000; и др.]. Покровы имеют преимущественно западную вергентность и образованы несколькими тектоническими пластинами, нижние и верхние части которых превращены в серпентинитовый меланж. Габбро-амфиболиты Уяндинского (рис. 8) и Мунилканского (рис. 9) покровов обладают свойственной процессу магматической дифференциации полосчатостью, а клинопироксены этих пород, судя по химическому составу, характерны для офиолитов окраинноморской и островодужной обстановок. Тектонически совмещенные разнородные метабазальты этих покровов представлены низко- и высокотитанистыми



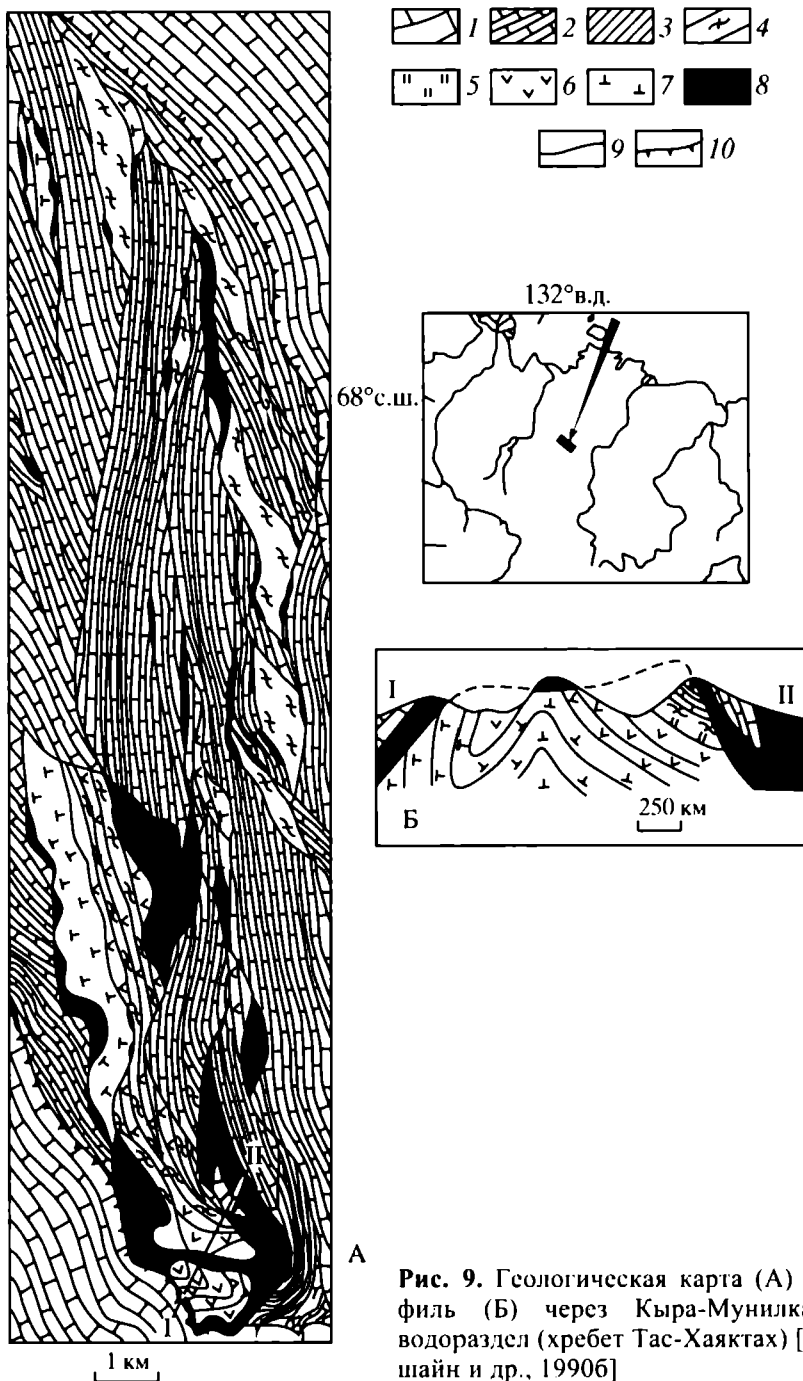
**Рис. 7.** Строение фрагмента сутуры Колымской Петли [Оксман, 1998]

1 – отложения Сибирского кратона; 2 – палеозойские и мезозойские породы Верхоянской складчато-надвиговой системы; 3 – глубоководные чёрносланцевые отложения перми-ранней юры Кулар-Нерской зоны (пластины) (КН); 4 – ниже-среднепалеозойские карбонатные и карбонатно-терригенные отложения блоков: ПК–Приколымского, ОМ–Омулёвского, УЧ–Учинского, ЧМ–Чемалгинского, ТХ–Тас-Хаятского, СЛ–Селенянского, УС–Улахан-Тасского; 5 – верхнепалеозойские–среднеюрские кремнисто-терригенно–вулканогенные и терригенные образования Нагонджинской пластины; 6 – фрагменты верхнеюрских вулканогенных и вулканогенно-осадочных отложений Уяндино-Ясаченского вулканического пояса; 7 – нерасчленённые палеозойские-мезозойские океанические, окраинноморские и островодужные отложения Алазейского блока (АЗ); 8 – ордовикские глубоководные базальты и сланцы (РС–Рассошинский блок); 9 – глубоководные базальты и сланцы позднего палеозоя-раннего мезозоя (АГ–Арга-Тасский блок; 10, 11 – средне-позднеюрские терригенные отложения окраинных морей и преддуговых прогибов нерасчленённые: 10 – зоны – ПС–Полоусненская, ИД–Иньяли-Дебинская, 11 – ИТ–Илинь-Тасская; 12 – меловые осадочные отложения Мома-Зырянской впадины (МЗ); 13 – пояса гранитоидов; 14 – фрагменты покровов офиолитов (номера на карте): 1 – Уядинский, 2 – Мунилканский, 3 – Кыбытыгасский, 4 – Индигирский, 5 – Гарбыньинский, 6 – Дебинский; 15 – сдвиги; 16 – надвиги (АТ–Адыча-Тарынский, ЧИ–Чаркы-Индигирский, ТР–Тирехтяхский, НЛ–Нальчанский); 17 – предполагаемое продолжение Южно-Анюйского сегмента сутуры; 18 – кайнозойские отложения



**Рис. 8.** Тектоническая схема и геологический профиль через покров Уядинских офиолитов [Оксман, 2000]

1 – кайнозойские отложения; 2 – среднеюрские осадочные отложения; 3 – терригенно-карбонатные неметаморфизованные породы среднего ордовика–верхнего силура; 4 – зелёсланцево-метаморфизованные нижне-среднепалеозойские породы; 5, 6 – полиметаморфические породы; 5 – кристаллические сланцы, 6 – амфиболиты; 7–12 – нижнепалеозойский офиолитовый комплекс: 7 – ультрамафиты, 8 – кумулятивные габбро-амфиболиты (точечный контур – поля распространения), 9 – гранито-гнейсы; 10–12 – позднемезозойские интрузии: 10 – габбро, 11 – диориты, 12 – граниты; 13 – надвиги, взбросы; 14 – сдвиги; 15 – прочие разрывы; 16 – геологические границы



**Рис. 9.** Геологическая карта (А) и профиль (Б) через Кыра-Мунилка́нский водораздел (хребет Тас-Хаякта́х) [Зоненшайн и др., 1990б]

1 – среднепалеозойские карбонатные породы; 2–6 – образования ирганджинской свиты среднего ордовика: 2 – карбонатно-терригенные породы, 3 – терригенные породы, 4 – зелёные сланцы, 5 – кремнистые породы, 6 – метаморфизованные эффузивные породы; 7 – субвулканические метадиабазы; 8 – серпентиниты; 9, 10 – разломы с различными углами падения сместителя: 9 – 70–90°, 10 – 40–70°; на врезке – местоположение рассматриваемого района



разностями и по геохимическим параметрам [Оксман, Куренков, 1996] являются индикаторами трех геодинамических обстановок: океанической, окраинноморской и внутриплитной. Офиолиты Уядинского и Мунилканского покровов испытали метаморфизм двух фаз каледонского орогенеза – скандской (силур) и элсмирской (поздний девон). Возраст раннего метаморфизма ( $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  по актинолитовой роговой обманке) составляет 430–419 млн лет. Второй этап метаморфизма датирован ( $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  по биотиту из кристаллических сланцев в основании Уядинского покрова офиолитов) 370 млн лет.

Кроме офиолитов, в сегменте сутуры Колымской Петли отмечены и другие индикаторы каледонского бассейна. Так, Рассошинская тектоническая пластина сложена базальтами и глубоководными кремнисто-глинистыми сланцами с граптолитами раннего–среднего ордовика. В этой же сутуре, близ Омудевского и Рассошинского блоков установлены тектонические фрагменты турбидитов раннего–среднего ордовика, а также известково-глинистые и глинистые сланцы с редкими линзами известняков с фауной силура. Верхнеордовикские турбидиты, маркирующие, видимо, краевые части бассейна, известны и в Селеняхском блоке Колымской Петли [Оксман, 2000; Парфенов, Кузьмин, 2001; и др.].

## **ВЕРХОЯНО-ЧУКОТСКИЙ ПОЗДНЕЮРСКИЙ–СРЕДНЕМЕЛОВОЙ ПОЗДНЕКИММЕРИЙСКИЙ ОРОГЕННЫЙ ПОЯС**

В публикациях на Северо-Востоке России традиционно выделяется Верхояно-Чукотская тектоническая область [Геология..., 1970; и др.]. Однако логичнее эту область выделять в ранге орогенного пояса, поскольку она сформировалась в коллизионной обстановке (как и прочие орогенные пояса) при замыкании Алазейско-Южно-Аньюского-Ангаючам океана и имеет сложное зонально-симметричное строение.

Синтез новой информации по тектонике и геодинамике территории Верхояно-Чукотского орогена [Бондаренко, 2004; Государственная..., 1991, 1999; Оксман, 1998; Парфенов и др., 2003; Соколов и др., 2001а, 2006; и др.], а также по смежным регионам Сибирского кратона [Парфенов, Кузьмин, 2001; и др.], Восточной Арктики [Косько, 2007; Кузьмичев и др., 2005, 2006; Klempereger et al., 2002; Kos'ko et al., 1993; Lawver et al., 2002; и др.] и перикоеанической области Тихого океана [Соколов, 2003; Соколов и др., 1999; Филатова, 1998; Vaughan, 1995; и др.] вызвал потребность вновь вернуться к проблемам фанерозойской истории этого обширного сектора Земли. В центре этой проблемы стоит расшифровка палеозойско-мезозойского интервала формирования Верхояно-Колымской среднемеловой орогенной системы, а также ограничивающего её коллизионного шва и прилегающих деформированных краёв континентов, в совокупности и составляющих Верхояно-Чукотский орогенный пояс. Такой совместный анализ всех этих структурных единиц необходим прежде всего потому, что в последние годы возникла тенденция сепаратного рассмотрения тектоники и геодинамики Южно-Аньюско-Чукотского и Сибирско-Верхоянского регионов, что не даёт цельного представления ни об общей структуре упомянутой тектонической области, ни об общности причин её возникновения и развития. Это усугубляется и определённой изолированностью блока информации по тектонике и геодинамике Восточной Арктики, хотя развитие этого региона обнаруживает непосредственную генетическую связь с формированием Верхояно-Чукотского орогена [Бондаренко,

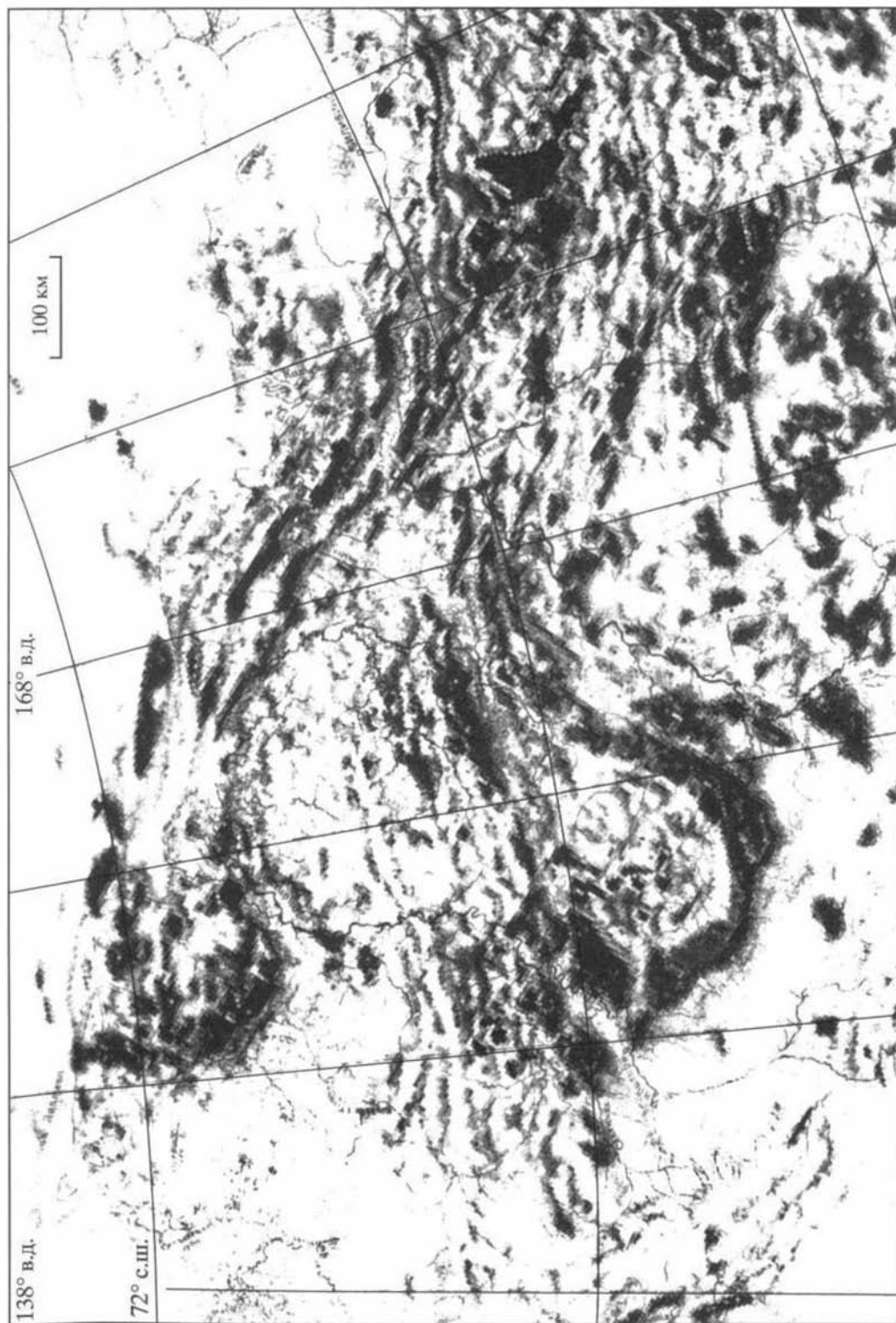
2004; Драчев, 2002; Филатова, Хаин, 2007; Хаин, Филатова, 2007; Sokolov et al., 2002]. Не создано пока единого мнения и о позиции и времени оформления коллизионного шва, ограничивающего Верхояно-Колымский ороген [Богданов, 2004; Богданов, Тильман, 1992; Зоненшайн и др., 1990б; Парфенов и др., 2003; Lawver et al., 2002; и др.]. Коллизионный шов Колымской Петли (выделяемый далеко не всеми) по обстановке формирования обычно резко обособляется от условий становления Южно-Анжуйской сутуры. Таким образом, межконтинентальное положение Верхояно-Колымской орогенной системы требует также рассмотрения строения и развития пограничной (с континентальным обрамлением) её зоны. Южное обрамление Верхояно-Чукотского орогенного пояса составляют покровно-надвиговые структуры Охотско-Корякского среднемелового орогенного пояса, занимающего периферическое континентальное обрамление Тихого океана и генетически связанного с развитием последнего [Соколов, 2003; Филатова, 1988]. Только совокупный анализ всех структурных элементов, расположенных между Северным Ледовитым и Тихим океанами (включая разделяющую Евразию в пределах Северо-Востока России), а также их возрастная и генетическая корреляция даёт возможность реконструировать мезозойско-кайнозойские геодинамические обстановки возникновения бассейнов Восточной Арктики.

#### 4.1. ТЕКТОНИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ВЕРХОЯНО-ЧУКОТСКОГО ОРОГЕННОГО ПОЯСА

Верхояно-Чукотский орогенный пояс, оформившийся в результате среднемеловой межконтинентальной коллизии, имеет сложную конфигурацию, но в целом обладает симметричным строением. Его внутренняя часть образована **Верхояно-Колымской орогенной системой**, которая обрамляется коллизионным швом, состоящим из нескольких сегментов (Колымской Петли, Южно-Анжуйского и др.) (рис. 10, вкл.). Внешнее ограничение Верхояно-Колымской системы составляет континентальная кора кратонов Сибирского и Арктиды, чехол которых испытал интенсивную дислоцированность в ходе позднеюрского–среднемелового орогенеза, преобразовавшись в складчато-надвиговые системы: соответственно в **Новосибирско-Чукотско-Бруксовскую** на северо-востоке и **Верхоянскую** на западе. Верхояно-Чукотский

**Рис. 12.** Конфигурация интенсивных положительных аномалий магнитного поля ( $\Delta T$ )<sub>в</sub> в междуречье Индигирка–Колыма–Большой Анжуй [Карта..., 2004], масштаб 1 : 5 000 000

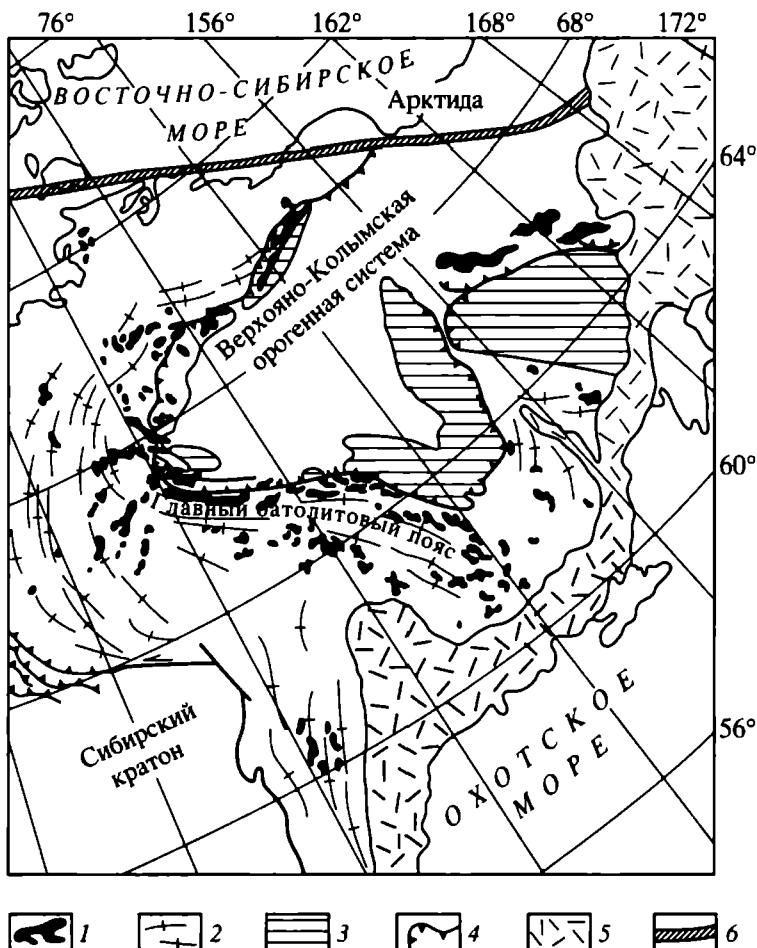
Чёрное и тёмно-серое – магнитные аномалии интенсивностью 300 – >2000 нТл, белое – –100–300 нТл, серое и светло-серое –100–500 нТл



орогенный пояс со стороны кратонов Сибирского и Арктида ограничен фронтальными системами надвигов, вдоль которых располагаются синнадвиговые передовые прогибы: Приверхоянский и Колвилл-Восточно-Чукотский. Верхояно-Чукотский орогенный пояс в пределах Северо-Востока России распадается на два крупных блока – юго-западный и северо-восточный, разделенных Южно-Аньюйским сегментом сутуры, который в конце раннего мела был трансформирован в левосторонний сдвиг. Ансамбль структур юго-восточного блока, имеющий извилистую конфигурацию, Л.П. Зоненшайн образно назвал Колымской Петлей. С северо-востока эти структуры торцово сочленяются с Южно-Аньюйским сегментом сутуры, а точнее с прямолинейным северо-западным её отрезком. Восточное продолжение Южно-Аньюйского сегмента, как и структур Колымской Петли, скрыто под более молодыми мезозойскими и кайнозойскими образованиями (на этот счёт предложены альтернативные варианты). Однако на восточном побережье Берингова пролива этот коллизионный шов продолжается в сутуре Кобук, которая образует петлеобразный изгиб, ограничивая с востока ансамбль структур – аналога Верхояно-Колымской системы (рис. 11, вкл.). Таким образом, Верхояно-Чукотский орогенный пояс продолжается в пределы Северной Америки и в совокупности его следует называть Верхояно-Чукотско-Аляскинским (см. рис. 11, вкл.).

Важно подчеркнуть, что рассматривавшиеся ранее как изолированные и самостоятельно развивавшие сутуры Колымской Петли, Южно-Аньюйская и Кобук в действительности представляют сегменты единого коллизионного шва, окаймляющего внутреннюю коллизионную систему (см. рис. 10, вкл., 11, вкл.) Верхояно-Чукотского орогенного пояса. Фрагментарность этого шва в современной тектонической структуре региона, а нередко и торцовое сочленение отдельных его сегментов (например, Колымской Петли и Южно-Аньюйского) обусловлено позднейшими позднемезозойскими – кайнозойскими сдвиговыми перемещениями. Торцовое сочленение отдельных фрагментов коллизионного шва, образованного в основном офиолитами, четко выявляется соответствующим рисунком расположения полосовидных положительных магнитных аномалий (рис. 12). В целях геодинамических реконструкций не менее важен полученный вывод об изначальной целостности Южно-Аньюйского сегмента и сегмента Колымской Петли коллизионной сутуры, поскольку ранее продолжение первого из них нередко предполагалось в пределах п-ва Таймыр.

Структуры Верхояно-Колымской системы в плане дугообразно изгибаются, конформно вписываясь в ограничивающую их сутуру Колымской Петли.



**Рис. 13.** Размещение поясов массивов коллизионных гранитоидов по отношению к структурам Колымской Петли [Государственная..., 1991, 1999; Зоненшайн и др., 19906]

1 – пояса позднеюрских–меловых коллизионных гранитоидов; 2 – тренды структур среднемеловой Верхоянской складчато-надвиговой системы; 3 – отторженцы Сибирского кратона (Охотский миникратон не показан); 4 – главная система надвигов Колымской Петли; 5 – Охотско-Чукотский меловой надсубдукционный окраинно-континентальный магматический пояс; 6 – Южно-Анюйская система сдвигов, нарушившая позднекиммерийскую сутуру

Строение Верхояно-Колымской орогенной системы наиболее полно расшифровывается на основе синтеза геологических и магнитометрических данных. Последние наиболее эффективны для выяснения строения коллизионного шва (см. рис. 12). В целом Верхояно-Колымской системе соответствуют петлеобразные конформные полосовидные аномалии ( $\Delta T$ )<sub>a</sub>, причём внутренняя глубинная часть сутуры отражена положительными аномалиями максимальной интенсивности, а внешняя её зона – умеренно по-

ложительными значениями. Интенсивные положительные линейные аномалии отвечают и Южно-Анжуйскому сегменту сuture. Смежные с орогенной системой деформированные края кратонов Сибирского и Арктиды выражены отрицательными магнитными аномалиями умеренной интенсивности.

Сегмент сuture Колымской Петли образован сложными покровно-надвиговыми дислокациями в палеозойских–мезозойских образованиях (включая океанические, окраинноморские и островодужные). Здесь же развиты зоны зеленосланцево-амфиболитового метаморфизма и пояса синколлизийных и позднеорогенных гранитоидов, которые трассируют всю извилистую конфигурацию шва Колымской Петли [Оксман, 1998; Парфенов, Кузьмин, 2001] (рис. 13).

Имеющая сложное покровно-надвиговое строение западная часть Верхояно-Колымской системы разделена вдающимся в её пределы Приколымо-Омолонским массивом континентальных блоков на два сегмента: Алазейский и Олойский. Доминирующая вергентность покровов и надвигов в последнем из них – юго-западная и южная с шарьированием на окраину Омолонского микроконтинента. Широкое распространение здесь имеют надвиги дугообразной, выпуклой к югу формы, восточные и северо-восточные окончания которых скрыты под Охотско-Чукотским вулканическим поясом. Вблизи Южно-Анжуйского сегмента сuture отмечены тектонические пластины и опрокинутые складки северной вергентности. В Алазейском сегменте, чрезвычайно плохо обнажённом, развита система покровов и надвигов петлеобразной формы, вписывающихся в конфигурацию шва Колымской Петли. В целом они вергентны в сторону Сибирского континента, меняя наклон надвигов от южного на севере Алазейского сегмента, через восточный на западе его и до западного близ Приколымского континентального блока (рис. 14, вкл.).

В структурах Верхояно-Колымской системы тектонически совмещены океанические, окраинноморские и островодужные породы широкого возрастного диапазона: от кембрия до поздней юры. В этом же временном диапазоне установлены индикаторы нескольких стадий орогенеза, представленные разновозрастными олистостромо-молассовыми отложениями, зонами синнадвигового метаморфизма зелёносланцевой и амфиболитовой фаций, поясами коллизийных гранитоидов и гранито-гнейсовых куполов. С запада и севера к Верхояно-Колымской орогенной системе примыкает окраина Сибирского континента. Она имеет двухъярусное строение: древний кристаллический фундамент и вулканогенно-осадочный чехол с началом накопления в рифее (от 1,6 млрд лет).

На восточном краю Сибирского континента сформировался ряд тектонических зон, образованных осадочными породами, степень глубоководности накопления и деформированности которых возрастает в восточном направлении. Для них характерна покровно-надвиговая структура с многочисленными крупными субгоризонтальными срывами. Наиболее восточная из этих зон выделяется в качестве среднемеловой Верхоянской складчато-надвиговой системы, или пояса [Парфенов, Кузьмин, 2001], сложенной шельфовыми обломочными породами (до 15 км мощности) карбона, перми, триаса и юры (верхоянский комплекс). В основании расположен погружающийся в восточном направлении край Сибирского кратона, кристаллический фундамент которого отделён от осадочного чехла системами пологих субгоризонтальных срывов (см. рис. 14, вкл.). Протягиваясь в субдолготном направлении, Верхоянская система в северной части приобретает субширотное простирание, составляя внешнюю дугообразную зону так называемой Колымской Петли. Со стороны Сибирского кратона к Верхоянской системе примыкает Приверхоянский краевой прогиб, образованный верхнеюрскими–меловыми отложениями мощностью до 7 км. Глубина залегания кровли фундамента здесь 14 км. Главный этап развития прогиба приходится на апт, когда в прогиб стали поступать обломки с востока, со стороны растущего орогена. Приверхоянский прогиб характеризуется чешуйчато-надвиговым строением западной вергентности (см. рис. 14, вкл.) с продвижением фронта дислокаций во времени в сторону Сибирского кратона [Парфенов и др., 2003].

Восточным ограничением Верхоянской орогенной системы является Адыча-Тарынский левый сдвиг, трансформированный в раннем мелу из надвига западной вергентности. В пределах фронтальной, западной части Верхоянской складчато-надвиговой системы установлены предвендское и средне-позднепалеозойское несогласия [Парфенов, Кузьмин, 2001]. Первое из них отражает, видимо, байкальский орогенез, а последний – позднекаледонский элсмирский. На восточной окраине Сибирского кратона в конце девона–раннем карбоне был проявлен рифтогенез. В Вилуйском рифте распространены умеренно- и высокотитанистые базальты типа OIB, которые по петро-геохимическим параметрам связываются с плюмовым источником [Киселев и др., 2006]. Возраст сопутствующих даек долеритов  $353 \pm 5$  и  $338 \pm 5$  млн лет (K-Ar). Вслед за излияниями базальтов произошло внедрение кимберлитовых трубок, завершившееся накоплением щелочных калиевых базальтов, датированных в Нюрбинской трубке 320 млн лет (K-Ar).



Во фронтальной зоне Верхоянской системы развиты сбросы, складки срыва, дуплексы с пассивной кровлей (вдвиги); главный надвиговой срыв регистрируется в основании терригенных верхнепалеозойских отложений (см. рис. 2, вкл.). Структура внутренней зоны системы определяется слепыми автохтонными кровельными дуплексами в карбонатном позднекембрийском–среднепалеозойском комплексе, аллохтонными кровельными дуплексами, а также чешуйчатыми веерами и структурами типа “pop-up” (комбинация надвигов противоположной вергентности, сходящихся на глубине друг с другом и базальным срывом – детачментом).

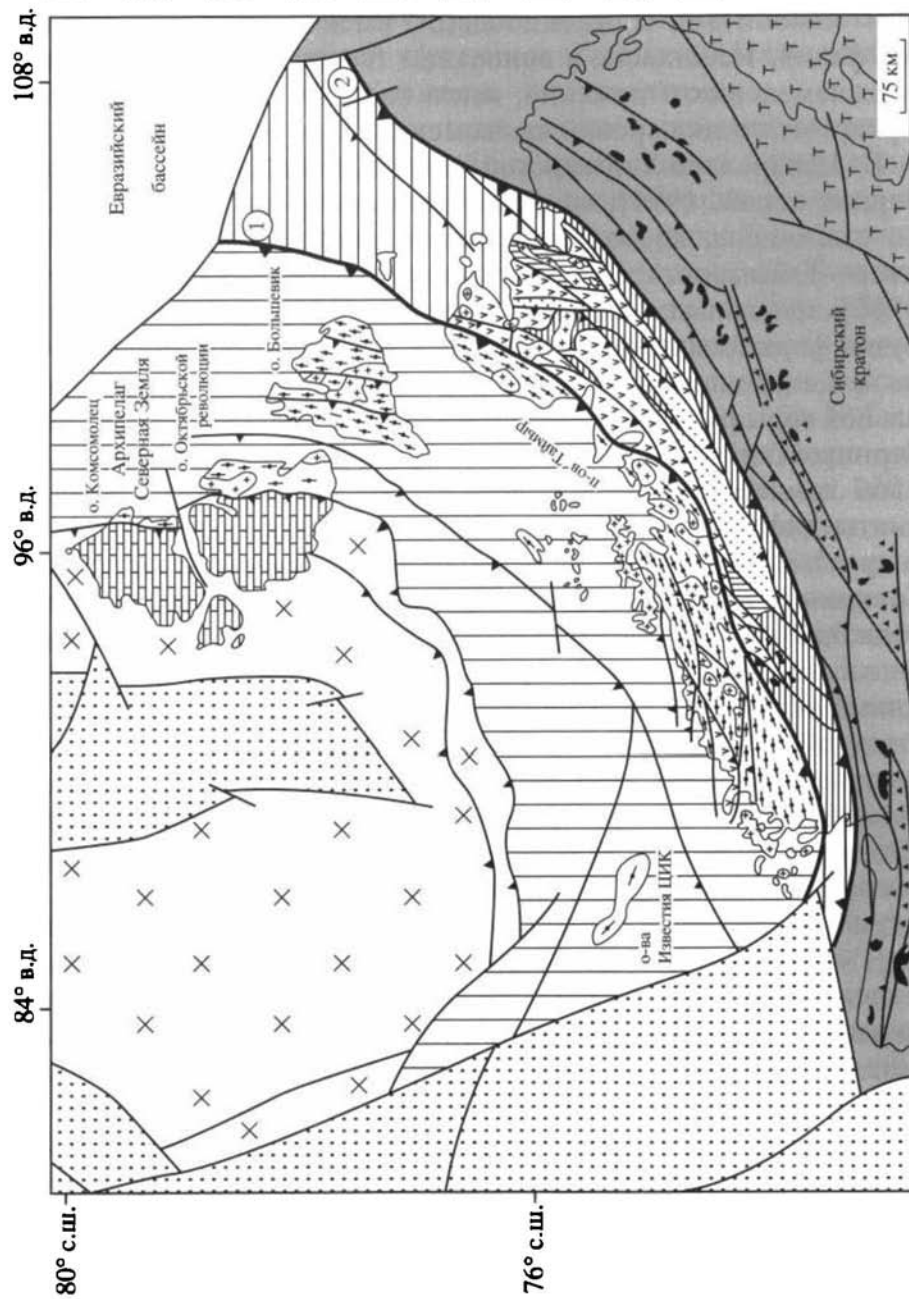
Хотя обычно Адыча-Тарынский разлом считается восточной границей Верхоянской орогенной системы, однако погруженный утонённый край континентальной коры (с аллохтонными покровами пород Верхояно-Колымской системы) простирается, видимо, и восточнее, ограничиваясь с востока Чаркы-Индибирским надвигом [Богданов, Тильман, 1992; Оксман, 1998] (см. рис 14, вкл.). Между этими двумя разломами расположена зона зелёсланцевого и амфиболитового метаморфизма, которая сопровождается Главным поясом коллизионных гранитоидов с возрастом 150–134 млн лет. Аналогичного генезиса гранитоиды Северного субширотного пояса, датированные 127–120 млн лет [Парфенов, Кузьмин, 2001], трассируют северный сегмент Колымской Петли. На эту погружённую и тектонически расчешуенную окраину Сибирского кратона шарьированы глубоководные чёрносланцевые толщи Кулар-Нерской пластины (зоны), входящей в состав сутуры Колымской Петли.

Утонённая кора Сибирского кратона граничит и с широтной ветвью Колымского шва (см. рис. 10, вкл. 11, вкл.), простираясь далее на север, в пределы п-ова Таймыр (рис. 15), где выделяются три зоны покровно-надвигового строения южной вергентности [Богданов, Хаин, 1998]. В этих зонах с юга на север идентифицируются следующие структуры: 1) окраина Сибирского кратона (Южно-Таймырская зона); 2) тектоническое совмещение блока эпигренвильского континента Арктида (с фрагментом гренвильского орогенного пояса) и фрагмента позднекаледонского–раннегерцинского (элсмирского) орогенного пояса с морскими чёрносланцевыми отложениями кембрия–карбона (Центрально-Таймырская зона); 3) фрагменты Арктиды с гренвильским кристаллическим фундаментом и байкальского орогенного пояса, в котором фиксируются также проявления элсмирского орогенеза (Северо-Таймырская зона).

Разрез Южно-Таймырской зоны сходен с таковым Верхоянской складчато-надвиговой системы. Карбонатные породы нижнего

и среднего палеозоя в карбоне–ранней перми сменились терригенными отложениями, близкими к верхоянскому комплексу; в породах верхнего девона отмечены базальтоиды внутриплитного типа, по-видимому рифтогенного генезиса. Верхнепермские угленосные отложения в верхах содержат базальтовые туфы, сменяемые траппами нижнего триаса. Средне-верхнетриасовые и юрские локально распространённые тёмно-серые алевролиты и аргиллиты (с аммонитами и пелелиподами) имеют черты трансгрессивных фаций. Несогласие в основании терригенных верхнеюрских и нижнемеловых отложений, как и надвиги конца раннего мела, маркируют позднеюрский–неокомский орогенез.

В Центрально-Таймырской зоне (или аккреционном поясе [Верниковский, 1996]) наиболее древние кристаллические сланцы, слагающие, возможно, крупный покров, перемещённый из Северо-Таймырской зоны [Верниковский, 1996; Зоненшайн и др., 1990б], прорваны гранитогнейсами калиево-натриевой серии. Интрузии формировались в коллизионной обстановке около 850 млн лет назад (гренивильский орогенез) за счёт переработки континентальной коры раннепротерозойского (1900–1800 млн лет) возраста [Верниковский, 1996; Metelkin et al., 2005]. В вулканогенно-сланцевом комплексе рифея (ультрабазиты, полосчатые габбро, вулканы дифференцированной серии, глинистые сланцы, туфогенно-кремнистые породы) тектонически совмещены океанические и островодужные породы, которые в мезопротерозое составили гренивильский орогенный пояс. Офиолиты включают деплетированные толенты, а также базальты, обогащённые LILE. Когенетичные офиолитам плагиограниты датированы 850–740 млн лет. Совокупность пород Центрально-Таймырской зоны представляет, очевидно, фрагмент эпигренивильского суперконтинента Родиния, вошедший после неопротерозойского распада последнего в состав Арктиды. Кроме того, в пределах рассматриваемой зоны на основе датировок метаморфизма гранатовых амфиболитов выявлен этап обдукции офиолитов в пределы континента около 600 млн лет назад [Верниковский, 1996; Верниковский и др., 1995, 1996], что отражает, видимо, начало байкальского орогенеза при столкновении Арктиды с Балтикой [Кузнецов, 2009] или Сибирским кратоном [Богданов, Хаин, 1998]. Несогласно залегающий на эпигренивильском фундаменте Центрально-Таймырской зоны верхнерифейский чехол включает терригенные породы существенно кварц-полевошпатового состава, а также строматолитовые и водорослевые известняки с залежами базальтоидов – индикаторов начала неопротерозойского распада суперконтинента Родиния. Совсем иной характер разреза отложений обширного, кембрий–карбон интер-



вала, имеющих, возможно, тектонические ограничения. Это чёрные граптолитовые глинистые и известково-глинистые сланцы, сходные с породами части франклинского комплекса, вскрытыми скважинами южнее свода Барроу, а также обнажающимися на западе Аляски и входящими в состав позднекаледонского орогенного пояса.

В Северо-Таймырской зоне наиболее древние кристаллические сланцы Карской плиты (фрагмент Арктиды) включают гранатовые плагиогнейсы, амфиболиты с возрастом 2300 млн лет, ассоциирующие с плагиогнейсами с датировками 2400–2200 млн лет [Верниковский, 1996; Зоненшайн и др., 1990б]. Здесь развит также деформированный флиш с палеонтологически охарактеризованными уровнями рифея и кембрия. В интервале ордовик–верхний силур преобладали мелководные известняки с гипсами, песчаники (фауна аналогична сибирской), а в девоне накапливались лагунные и красноцветные толщи, которые были дислоцированы в раннем карбоне, т.е. при элсмирском орогенезе. Таким образом, в Северо-Таймырской зоне тектонически совмещены блоки докембрийского континента Арктида и фрагменты байкальского орогенного пояса, в котором участвуют окраинноморские или периокеанические турбидиты рифея–начала раннего палеозоя, претерпевшие деформации в конце рифея–начале кембрия. Образования Северной зоны надвинуты на Центральную по Главному надвигу. В обеих зонах развиты двуслюдяные граниты и гранодиориты магматического пояса п-ова Таймыр, возникшие в обстанов-



**Рис. 15.** Схематическая геологическая карта Таймырско-Северо-Земельского региона [Зоненшайн, Натапов, 1987; Metelkin et al., 2005, с изменениями]

1 – краевая часть Сибирского кратона с деформированным чехлом палеозойско-мезозойских отложений (Южно-Таймырская зона); 2 – Карский “миникратон” (окраина кратона Арктида); 3 – верхнепротерозойский–палеозойский шельфовый терригенно-карбонатный чехол кратона Арктида; 4–10 – герцинский композитный Таймырский орогенный пояс; 4, 5 – Северо-Таймырская зона (4 – неопротерозойские–ордовикские турбидиты склона кратона Арктида и смежного замыкающегося байкальского морского бассейна, 5 – деформированная Карская окраина кратона Арктида с аллохтонными комплексами турбидитов предположительно неопротерозойского–раннепалеозойского возраста); 6–10 – Центрально-Таймырская зона (6 – фрагменты эпигренвильской континентальной коры (амфиболиты, включая метабазиты, кристаллические сланцы, плагиогнейсы, метаграниты с возрастом протолитов 920–850 млн лет); 7 – неопротерозойский карбонатный чехол эпигренвильского кратона; 8 – неопротерозойские офиолитовые и осадочно-вулканогенные океанические, окраинноморские и островодужные комплексы с плагиогранитами возраста 700–630 млн лет (аналог байкалит-тиманид); 9 – венд-нижнекаменноугольные сланцевые толщи; 10 – предполагаемое продолжение Центрально-Таймырской зоны); 11 – массивы герцинских гранитоидов с возрастом 300–265 млн лет; 12 – траппы перми–триаса; а – долериты; б – базальты и вулканогенно-осадочные отложения; 13 – мезозойско-кайнозойские континентальные и субокеанические рифты; 14 – мезозойско-кайнозойский Енисейско-Хатангский рифт в пределах Сибирского кратона; 15 – главные надвиги (цифра в кружках): (1 – Главный Таймырский, 2 – Пясино-Фаддеевский); 16 – надвиги прочие; 17 – сдвиги и надвиги

ке столкновения Карской окраины Арктиды и Сибирского кратона в интервале 306–250 млн лет [Богданов, Хаин, 1998; Metelkin et al., 2005]. Проявления траппового магматизма в пределах п-ова Таймыр датируются в интервале 249–242 млн лет [Богданов, Хаин, 1998].

Континентальная кора, примыкающая к Верхояно-Колымской орогенной системе с северо-востока вдоль Южно-Аньюского сегмента сутуры (и её восточного продолжения в сегменте сутуры Кобук), является гетерогенной. Она охватывает мозаику фрагментов распавшегося в позднем протерозое эпигренвильского суперконтинента Родиния (Арктиды и Лаврентии), которые после байкальского и каледонского (скандского и элсмирского) орогенезов вошли в состав эпикаледонского континента Еврамерика (Лавруссия), а после герцинского орогенеза – в состав Пангеи. Рассматриваемый нами восточноарктический сектор континентальной коры включает докембрийские кратоны Арктида и Лаврентия с фрагментами байкальских и каледонских орогенных поясов [Филатова, Хаин, 2007; Хаин, Филатова, 2007; Klempereger et al., 2002; Kos'ko et al., 1993; и др.] (см. рис. 11, вкл.). Здесь, как и на Сибирском континенте, установлен этап девонско-раннекаменноугольного рифтогенеза с бимодальным щелочным магматизмом.

На ограниченном Южно-Аньюским-Кобук отрезком сутуры краю кратона Арктида (с включением в состав последнего фрагментов байкалид и каледонид) размещается Новосибирско-Чукотско-Бруксовская среднемеловая (позднекиммерийская) складчатонадвиговая система, характеризующаяся северной вергентностью структур. В нижней части здесь располагаются чешуйчато-надвиговые структуры деформированного шельфового чехла континентальной окраины, которые перекрываются аллохтонными покровами палеозой-мезозойских офиолитовых и островодужных комплексов [Соколов и др., 2006; Toro et al., 2002; и др.]. В этой орогенной системе (подобно Верхоянской) выделяются внутренняя Чукотско-Аляскинская зона с коллизионными гранитоидами и зонами метаморфизма и внешняя фронтальная надвиговая Новосибирско-Врангеля-Лисберн-Бруксовская зона. К фронту последней примыкает цепочка апт-позднемеловых синорогенных передовых прогибов (включая бассейн Колвилл), обладающих чешуйчато-надвиговой структурой, вергентной в северных румбах. Мощность осадков в них не менее 7 км.

Граница Сибирского и Арктида кратонов ныне скрыта под осадками шельфов арктических морей, а также под меловыми-кайнозойскими Евразийским и Амеразийским океаническими бассейнами. Более уверенно она проводится по Центрально-Тай-

мырской покровно-надвиговой зоне (см. рис. 11, вкл.), а далее на восток, смещённая по сдвигам (в том числе кайнозойским), продолжается по Южно-Анъюйской системе левых сдвигов.

Выявляется общая симметричность строения континентального обрамления средне меловой Верхояно-Колымской коллизионной орогенной системы. Со стороны кратонов Арктиды и Сибирского к ней примыкают зоны (системы) деформированных, нередко сорванных с фундамента пород их чехла, чешуйчато-надвиговые структуры которых вергентны в сторону континентов. При этом к тыловым частям этих сформированных в поздней юре–среднем мелу на краях континентов пограничных складчато-надвиговых систем приурочены зоны метаморфизма и пояса коллизионных гранитоидов, а к фронтальным – передовые синнадвиговые прогибы с мощным молассовым накоплением. В целом Верхояно-Чукотский орогенный пояс в разрезе образован веерообразно расходящимися тектоническими пластинами и чешуйчато-надвиговыми структурами, вергентность которых направлена в сторону континентального обрамления.

На юге Верхояно-Чукотский орогенный пояс осложнен системой покровно-надвиговых структур северной вергентности, которая входит в состав Охотско-Корякского средне мелового аккреционно-коллизионного пояса, занимающего северо-западное и северо-восточное континентальные обрамления Тихого океана (см. рис. 11, вкл.).

Обрамляющий Верхояно-Колымскую систему коллизионный шов, закончивший оформление в среднем мелу, состоит из смещенных друг относительно друга сегментов – Колымской Петли, Южно-Анъюйского и др. (см. рис. 10, вкл., 12). Первый из них наиболее полно изучен в хребте Черского [Оксман, 1998], где он образован пакетом деформированных тектонических пластин, вергентных на запад (см. рис. 14, вкл.). Наиболее внешнее, фронтальное положение занимает Кулар-Нерская пластина, надвинутая на край Сибирского кратона. Она образована глубоководными глинистыми сланцами перми–ранней юры, которые шарьированы на континентальную кору из пределов Верхояно-Колымской системы. Восточнее располагается Полоусненско-Иньяли-Дебинская пластина средне-позднеюрских терригенных пород и турбидитов, которые могут быть окраинноморскими или отложениями подножия континентального склона. Более внутреннее положение в Колымской сутуре занимает Нагонджинская пластина глубоко-водных верхнепалеозойских–среднеюрских кремнисто-вулканогенно-терригенных отложений. Ещё восточнее в сутуру вписывается цепочка Омулёвско-Приколымских блоков континентальной

коры, которые в совокупности могут представлять тектоническую пластину, отчленённую от Сибирского континента по надвигу в процессе среднемеловой коллизии (см. рис. 14, вкл.). Согласно другому мнению [Парфенов, Кузьмин, 2001], эти блоки являются следствием девонско-каменноугольного рифтогенеза края континента. Чехол Омулёвских блоков аналогичен таковому Сибирского кратона. В Приколымском блоке вскрываются кристаллические сланцы, датировки ( $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  по цирконам) которых [Беус, 1992] 2030 и 2055 млн лет для амфиболитов и плагиогнейсов и 1750 и 1700 млн лет для гнейсогранитов. Рифейский чехол Приколымского блока включает шельфовые терригенно-карбонатные породы, а также бимодальную ассоциацию, базальтоиды которой по повышенному содержанию  $\text{Ti}_2\text{O}$  и  $\text{K}_2\text{O}$  близки к OIB [Государственная..., 1991; и др.]. Не исключено, что этот рифейский терригенно-вулканогенный комплекс отражает начальный рифтогенез при распаде суперконтинента Родиния. Более молодому этапу рифтогенеза отвечают терригенно-вулканогенные отложения девона–карбона, перекрываемые пермскими известняками.

На кратонные Омулёвские блоки в сутуре надвинуты небольшие разобщённые тектонические фрагменты океанических базит-гипербазитовых и кремнисто-вулканогенно-терригенных комплексов нижнего палеозоя (см. рис. 14, вкл.). Далее на восток в Колымскую Петлю конформно вписываются блоки позднеюрского Уяндино-Ясачнинского пояса в ассоциации с турбидитами Илин-Тасской зоны.

На юге, близ Балыгычанского кратонного блока, Колымский шов изгибается, приобретая северное направление. Здесь он имеет продолжение в вергентном на восток Ярходонском надвиге, по которому Приколымский блок надвинут на Омолонский микрократон (см. рис. 10, 14, вкл.). Окаймляя с севера Омолонский микроконтинент, сутура по восточному его краю резко меняет ориентировку на северо-западную и представлена здесь пакетом пластин Березовской надвиговой зоны, вергентных в юго-западном направлении [Государственная..., 1991; и др.]. В этом пакете, шарьированном из Верхояно-Колымской системы на край Омолонского массива, тектонически совмещены породы палеозоя и мезозоя океанического, окраинноморского и островодужного генезиса. Самое южное окончание Березовского сегмента коллизийной сутуры перекрыто вулканитами Охотско-Чукотского пояса. Восточнее этот сегмент сутуры, как и северный широтный, сопрягается с Южно-Аньюским швом. Показательно, что плутоны позднеюрских–раннемеловых гранитоидов трассируют всю эту извилистую конфигурацию Колымского шва, включая и Березовский его сегмент.

Сегмент сутуры Колымской Петли отчётливо отражен в магнитном аномальном поле  $(\Delta T)_a$  (см. рис. 12). “Корневой” глубинной офиолитовой её зоне (см. рис. 14), практически не вскрывающейся, соответствует сжатая петлеобразная полоса интенсивной (до 2000 нТл) положительной магнитной аномалии [Карта..., 2004], занимающая центральную часть Алазейского и Олойского сегментов Верхояно-Колымской орогенной системы и повторяющая все изгибы описанной выше Колымской сутуры. Более внешней зоне последней, коррелирующей с шарьированными на Сибирский кратон пластинами базит-ультрабазитовых и вулканогенно-терригенных пород (Мунилканской, Нагонджинской и др.), соответствует петлеобразная положительная магнитная аномалия меньшей интенсивности (300–600 нТл). Показательно, что эта же положительная аномалия, огибая с севера и северо-востока Омолонский миникратон, точно отражает Березовский фрагмент сутуры Колымской Петли. Магнитометрические данные позволяют предположить наличие в Березовском пакете надвиговых пластин этого сегмента офиолитов не только среднепалеозойского, но и раннепалеозойского возраста (подобных Мунилканским и Рассошинским базит-гипербазитовым комплексам), которые здесь перекрыты покровами более молодых островодужных и окраинно-морских пород. Наиболее внешняя часть сутуры Колымской Петли отражена петлеобразной полосой умеренных отрицательных аномалий (от –100 до –500 нТл), которая, однако, включает узкие “линзы” положительных аномалий. Это свидетельствует о том, что внешние пластины сутуры, образованные турбидитовыми и чёрносланцевыми породами (Полоусненско-Дебинская, Кулар-Нерская), включают фрагменты офиолитовых покровов.

Южно-Ануйский отрезок коллизии сутуры имеет поразительно прямолинейные очертания по сравнению со швом Колымской петли и сутурой Кобук, простираясь в северо-западном направлении от Охотско-Чукотского пояса до южной оконечности о. Большой Ляховский. Структура этого отрезка Южно-Ануйской сутуры сочетает фрагменты покровных и складчато-надвиговых структур северной вергентности, сложенных палеозойско-позднеюрскими океаническими, окраинноморскими и островодужными образованиями [Бондаренко, 2004; Драчев, Савостин, 1993; Кузьмичев и др., 2006; Sokolov et al., 2002; и др.]. Складчато-покровные структуры нарушены раннемеловой системой сдвигов северо-западного простирания [Бондаренко, 2004; Sokolov et al., 2002; и др.], которая и определяет ориентировку сутуры. Эти сближенные северо-западные разломы подтверждаются аэромагнитными данными [Карта..., 2004; Mazarovich, Sokolov, 2003], отражаясь эше-



лонированной системой узких, полосовидных, кулисообразных интенсивных положительных аномалий (см. рис. 12), по совокупности которых и выделяется Южно-Аньюский фрагмент сутуры, в значительной части скрытый под кайнозойским чехлом. Показательно, что эта система магнитных аномалий (соответствующая, очевидно, базит-ультрабазитовым комплексам) обрывается близ береговой линии Восточно-Сибирского моря. Из пространственного соотношения отрезков шва Колымской Петли и Южно-Аньюского следует левостороннее сдвиговое перемещение вдоль последнего, что и привело к разрыву единого среднемелового коллизионного шва Верхояно-Чукотского орогенного пояса.

На северо-западном окончании Южно-Аньюского фрагмента сутуры, к югу от пролива Дмитрия Лаптева, отвечающие этой сутуре линейные магнитные аномалии как бы перекрыты дугообразными и кольцевыми положительными магнитными аномалиями. Изометричная конфигурация последних затрудняет их интерпретацию в качестве Аньюско-Святоносской островной дуги, поскольку эта дуга (как и южнее расположенная Кульпольнейская) претерпела в среднем мелу складчато-надвиговые деформации. В связи с этим не исключено соответствие этих изометричных аномалий полям мел-кайнозойских вулканитов внутриплитного типа, подобно тем, которые известны и на других участках Северо-Востока России.

#### **4.2. ВЕРХОЯНО-КОЛЫМСКАЯ КОЛЛИЗИОННАЯ СИСТЕМА. РИФТОГЕННЫЕ, ОКЕАНИЧЕСКИЕ, ОКРАИННОМОРСКИЕ И ОСТРОВОДУЖНЫЕ КОМПЛЕКСЫ**

**Ранний палеозой.** Здесь более подробно рассмотрены терригенно-магматические породы, ранее упоминавшиеся при описании байкалид и каледонид. Тектонические фрагменты нижнепалеозойских базит-гипербазитовых и вулканогенно-терригенных комплексов океанического генезиса в виде цепочки располагаются во внутренней части шва Колымской Петли, где они шарьированы на запад, на Омулёвско-Приколымские кратонные блоки (см. рис. 7). Их современная позиция обусловлена позднемезозойским орогенезом. В направлении с севера на юг здесь выделяются следующие фрагменты покровов офиолитов: Уядинский, Мунилканский, Кыбытыгасский, Учинский (Индибирский), Гарбыньинский, Увязкинский. Офиолиты включают серпентинизированные гарцбургиты и дуниты, габбро и габбро-амфиболиты кумулятивного комплекса, метабазальты, офиокальциты и офиолитоклас-

титы. Сохранились преимущественно нижние части ассоциации. Наиболее полные их разрезы известны в Уяндинском (см. рис. 8) и Мунилканском (см. рис. 9) деформированных в складки тектонических покровах, аллохтонно перекрывающих полиметаморфические породы или зелёсланцевые фации ниже-среднепалеозойских карбонатно-терригенных пород Омулёвского хребта [Оксман, 1998; Оксман, Куренков, 1996; и др.]. Тектонические покровы включают несколько пластин, каждая из которых снизу вверх сложена серпентинитовым меланжем, ультрабазитами, кумулятивными габбро-амфиболитами, metabазальтами. Офиокальцитовые брекчии образуют два крупных блока в серпентинитовом меланже Мунилканского покрова. В аналогичном меланже Уяндинского покрова встречены линзы офиолитокластитов. Габбро-амфиболиты кумулятивного комплекса обладают полосчатостью, возникшей в ходе магматической дифференциации. Состав клинопироксенов из этих пород характерен как для окраинноморских, так и островодужных образований.

Метабазальты установлены в Уяндинских, Мунилканских и Увязкинских офиолитах. В последних они включают две группы: низкотитанистых ( $\text{TiO}_2 < 1,8 \text{ мас.}\%$ ) и высокотитанистых ( $\text{TiO}_2 > 1,8 \text{ мас.}\%$ ). Спектры распределения LILE и HFSE свидетельствуют об океанической природе этих пород. На диаграммах соотношений  $\text{Zr-Ti}/100\text{-Y} \times 3$  и  $\text{Th-Hf-Ta}$  фигуративные точки metabазальтов располагаются в полях толентов составов N-MORB, E-MORB, а также внутриплитных базальтоидов. На диаграммах  $\text{Ti-Zr}$ ,  $\text{Cr-Y}$ ,  $\text{Ti-V}$  metabазальты попадают в поля N-MORB и BABB [Оксман, Куренков, 1996]. Содержание REE в низкотитанистых базальтах близко к составам MORB. Высокотитанистые разности незначительно обогащены LREE. Предполагается [Оксман, 1998; Парфенов, Кузьмин, 2001; и др.], что во фрагментах покровов коллизионного шва тектонически совмещены базит-гипербазитовые комплексы океанических и окраинноморских обстановок.

Породы базит-ультрабазитового комплекса и подстилающего автохтона претерпели многократный метаморфизм в палеозое и мезозое. Ранний этап метаморфизма, обнаруженный в габбро-амфиболитах Уяндинского и Мунилканского покровов, характеризуется высокими температурами (450–500 °C) и низким давлением (менее 2 кбар). Возраст метаморфизма ( $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  по актинолитовой роговой обманке) 430–419 млн лет (средний–поздний силур) [Лейер и др., 1993; Оксман, 2000]. Этот метаморфизм связывают с начальным надвигообразованием в океанической обстановке. Второй этап метаморфизма – 370 млн лет (поздний девон) – установлен  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  методом по биотиту из кристаллических сланцев

в основании Уяндинского офиолитового покрова. Предполагается [Оксман, 1998] связь этого метаморфизма с формированием глубинных надвигов в среднебарическом (4–6 кбар) и среднетемпературном режимах, когда происходило тектоническое совмещение раннепалеозойских гипербазитов и ранне-среднепалеозойских вуланогенно-осадочных толщ. Третий этап метаморфизма связан со среднеюрской обдукцией базит-гипербазитового комплекса на среднепалеозойские карбонатные отложения около 174 млн лет назад ( $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  по мусковиту). На этом этапе офиолиты Уяндинского покрова, кристаллические сланцы и карбонатно-терригенные породы лежачего крыла надвига в основании аллохтона были зонально метаморфизованы в зелёносланцевой фации при низких температурах, низком и умеренно высоком давлении (330–460 °C и 2–4–6 кбар).

Не исключено, что базит-ультрабазитовый комплекс коллизии сутуры является полихронным образованием. Однако несомненно, что наиболее ранние из этих пород относятся к раннему палеозою, а возможно и позднему протерозою.

На породы южной части Омулёвских кратонных блоков надвинута Рассошинская пластина западной вергентности, образованная глубокоководными кремнисто-глинистыми сланцами и базальтами с ранне-позднеордовикскими граптолитами [Оксман, 1998]. В основании этих океанических пород расположены средне-верхнекембрийские (с трилобитами) офиолитокластиты [Шпикерман, Мерзляков, 1988]. Это известково-серпентинитовые, серпентинитовые (с обломками яшм и базальтов) алевролиты, песчаники, гравелиты общей мощностью 200 м. Они перекрыты валунно-галечными конгломератами базальных слоёв ордовика. На глубокоководных ордовикских отложениях несогласно залегают карбонатные породы девона, аналогичные породам Омулёвского блока. Это преддевонское несогласие обнаружено на окраинах Омулёвского и Приколымского блоков. В.С. Оксман [1998] выявил ограниченный надвигами тектонический фрагмент глубокоководных ордовикских отложений также на западной окраине Приколымского блока. Шовная зона здесь имеет то же строение, что и в Омулёвском сегменте: в направлении от Ярходонского сегмента сутуры вглубь Верхояно-Колымской системы кратонный блок (с терригенно-карбонатным чехлом) сменяется вергентной на восток пластиной глубокоководных пород ордовика.

В непосредственной близости от Омулёвского и Рассошинского блоков установлен тектонический фрагмент, сложенный турбидитовыми толщами, локально содержащими глыбовые горизонты,

которые могут быть как олистостромами, так и оползневыми породами. Здесь же присутствуют ритмичного строения конгломератовые отложения. Возраст всех этих пород ранне-среднеордовикский. Кроме того, здесь же обнаружены углисто-глинистые, известково-глинистые и глинистые сланцы с пиритовыми конкрециями и редкими линзами известняков силура (лландовери-венлок). Верхнеордовикские турбидиты (с глыбовыми горизонтами) выявлены и в Селяняхском блоке Колымской Петли. Таким образом, можно предположить, что кремнисто-глинистые сланцы и базальтоиды нижнего палеозоя Рассошинского и запада Приколымского блоков представляют фрагменты отложений каледонского океана, который, возможно, являлся частью океана Япетус. Турбидитовые толщи нижнего–среднего палеозоя (до нижнего девона включительно) представляли, видимо, краевые, приконтинентальные части этого океана. Что касается офиолитокластитов кембрия, то они, возможно, являются продуктом размыва байкальских орогенных структур, сформировавшихся на рубеже венда и кембрия. Несогласное залегание девонских отложений на глубоководных породах ордовика отражает, по-видимому, позднекаледонскую (элсмирскую) фазу орогенеза при закрытии каледонского океана. Следовательно, весь кембрийско-силурийско-нижнедевонский разрез рассмотренных океанических образований соответствует франклинскому комплексу шельфа морей Восточной Арктики и Аляски.

**Средний–поздний палеозой.** Островодужные, окраинноморские, местами океанические комплексы позднего девона–карбона (локально включающие пермь и нижний триас) выявлены в пределах коллизионного шва Колымской Петли, а также в Верхояно-Колымской складчато-покровной системе и Южно-Анжуйском шве.

В Колымской Петле эти образования встречены в Нагонджинской и Увязкинской тектонических пластинах (см. рис. 7, 14, вкл.). Окраинноморскую или океаническую природу имеют породы деформированной Нагонджинской аллохтонной пластины, расположенной во фронтальной части северо-запада и севера коллизионного шва Колымской Петли. Каменноугольно-пермская часть её разреза сложена гемипелагическими вулканогенно-терригенно-кремнистыми породами с участками кремнистых конденсированных разрезов и подушечных базальтоидов. Средний триас представлен глинистыми сланцами тонкослоистой текстуры. Вся эта ассоциация пород, носящая морской глубоководный характер [Оксман, 1998], несогласно перекрыта верхнетриасовыми–нижнеюрскими косослоистыми алевролитами, глинистыми сланцами и известковистыми песчаниками. Этот разрез демонстрирует

среднетриасовую структурную перестройку. Аналогичный сравнительно глубоководный состав имеют, по мнению В.С. Оксмана [1998], верхнепалеозойские–нижнемезозойские глинистые сланцы и базальты Арга-Тасского блока, расположенного в южной части Колымской Петли.

Увязкинский тектонический фрагмент образован мощной (2000 м) осадочно-вулканогенной толщей девона–нижнего карбона в ассоциации с линзами ультрабазитов, силами и дайками габбро и пикритов. Нижняя часть этой толщи образована подушечными и канатными базальтами типа MORB. Единственное определение их возраста (Rb-Sr) 369 млн лет (фамен) [Оксман, 2000]. С базальтами ассоциируют линзы риолитов и их туфов. Верхняя часть толщи сложена кремнистыми алевролитами, аргиллитами, фтанитами, реже известняками, а также базальтами и риолитами; встречена фауна ранне-среднедевонского и раннекаменноугольного возраста.

На северо-западе Верхояно-Колымской складчато-покровной системы из-под кайнозойских отложений локально обнажается лишь Алазейский блок [Зоненшайн и др., 1990б] или Алазейская группа террейнов [Парфенов, Кузьмин, 2001], занимающая центральную часть Колымской Петли (см. рис. 10, вкл.). На северо-западе этого блока расположена Кенкельдинская пластина юго-восточной вергентности. Слагающие её океанические породы условно позднедевонского–раннекаменноугольного возраста [Государственная..., 1991] разделены на два комплекса невыясненных соотношений. Один из них сложен metabазальтами (толеитами типа MORB и оливиновыми базальтами), которые совмещены с кварцитами амфибол-слюдисто-кварцевыми, актинолит-эпидот-хлоритовыми, глаукофановыми сланцами и мраморизованными известняками [Парфенов, Кузьмин, 2001]. Разброс датировок (1495–138 млн лет, K-Ar; 2081–1860 млн лет Rb-Sr) свидетельствует или о некорректности определений, или о полихронности метаморфизма и в настоящее время не поддается удовлетворительной интерпретации. Второй комплекс Кенкельдинской пластины образован песчаниками, туфогенными алевролитами (нередко во флишоидном чередовании), силицитами, яшмами (с радиоляриями плохой сохранности), известняками, редкими потоками базальтов. Толща изменена в зелёносланцевой фации. Наличие линз серпентинитов указывает на присутствие базит-гипербазитового комплекса, участвующего в надвигообразовании.

Восточная часть Алазейского блока, перекрытая Кенкельдинской пластиной, сложена предположительно средне- или верхнепалеозойскими (нижний карбон–верхняя пермь) островодужными



породами, чрезмерная указываемая мощность (до 6 км) которых, вероятнее всего, объясняется развитием здесь чешуйчато-надвиговых дислокаций. Эта островодужная толща представлена эффузивами и туфами основного, среднего и кислого составов, туфогенными песчаниками, гравелитами, конгломератами. Реже отмечаются ракушечники, кремнисто-глинистые породы, яшмы, для которых вероятен океанический или окраинноморской генезис. Обнаружена позднепалеозойская бореальная фауна. В основании среднего карбона, нижней и верхней перми выявлены стратиграфические перерывы. Сложная чешуйчато-надвиговая структура Алазейского блока несогласно перекрыта терригенными окраинноморскими породами средней и поздней юры. Таким образом, в Алазейском блоке тектонически совмещены среднепозднепалеозойские островодужные, окраинноморские и океанические образования.

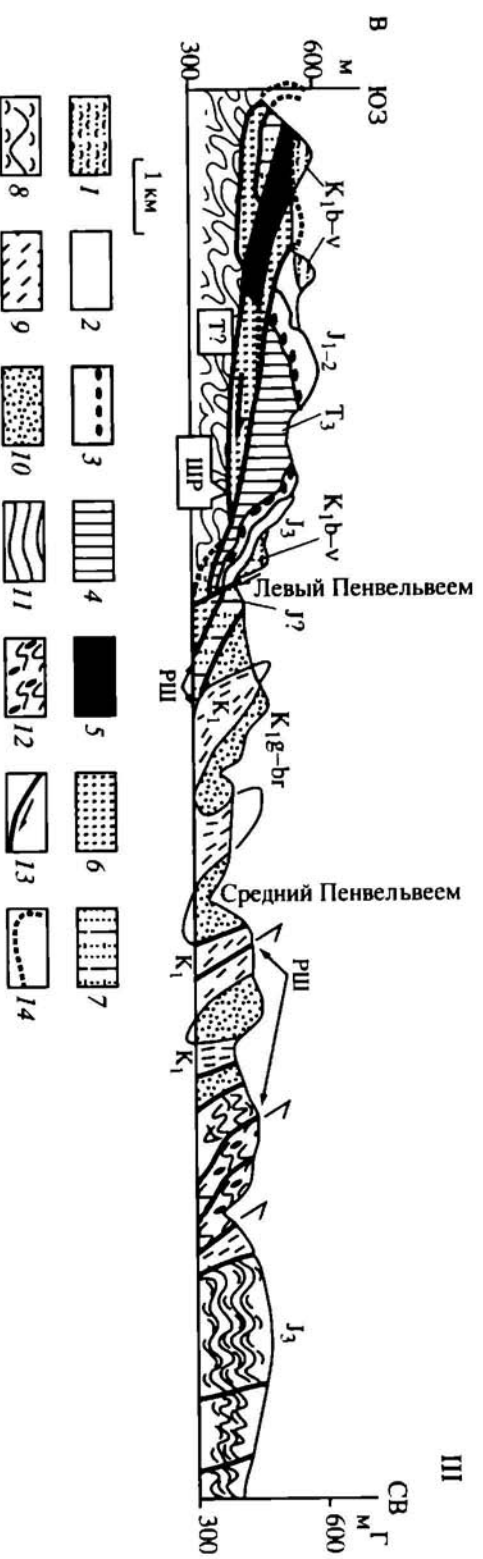
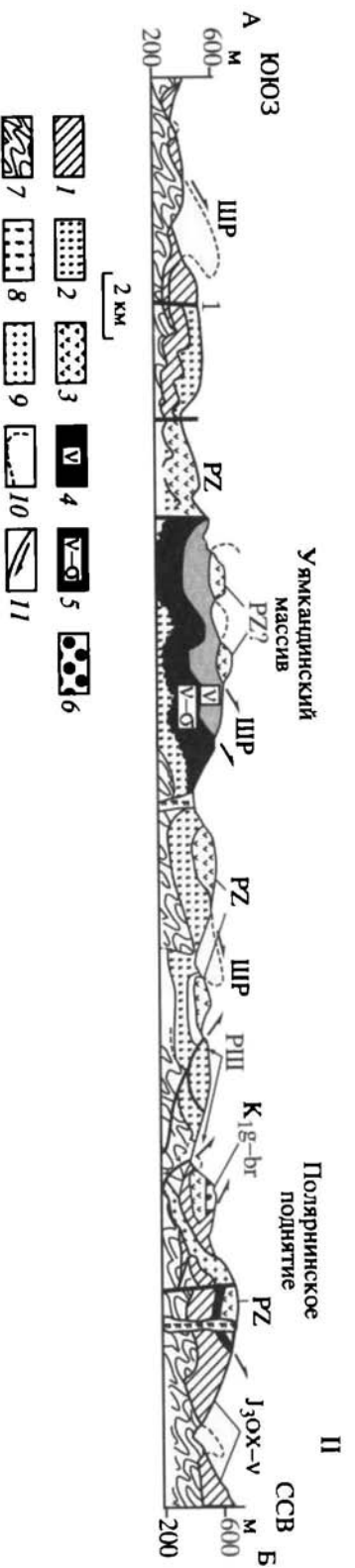
В Олойском сегменте Верхояно-Колымской складчато-покровной системы аллохтонная тектоническая пластина юго-западной вергентности, сложенная среднедевонскими–нижнекаменноугольными аргиллитами, яшмами, кремнями и базальтами, перекрывает Березовский пакет покровов на восточном краю Омолонского массива [Государственная..., 1991] (рис. 16). По мнению В.С. Шульгиной (устное сообщение), подобные породы слагают и расположенное юго-восточнее Уш-Урэкчанское поднятие, также находящееся в Березовской системе чешуйчато-надвиговых структур, которая занимает пограничное положение между Омолонским миникратоном и Олойским сегментом. Однако природа образований Уш-Урэкчанского поднятия не получила однозначной трактовки. Они также рассматриваются в качестве среднепалеозойских островодужных пород [Зоненшайн и др., 1990б] или вулканитов зоны континентального рифтогенеза [Богданов, Тильман, 1992; Филатова, 1988]. В последней модели к рифтогенным отнесены лавы и туфы трахибазальтов, трахиандезитов и грубообломочных пород. Фрагменты среднедевонских–пермских вулканогенно-терригенных пород окраинноморской (или океанической) природы известны и юго-восточнее, на продолжении Березовской зоны, где они вскрываются в ряде блоков, в частности в Еропольской пластине, в основании которой располагается, вероятнее всего, блок древней континентальной коры. Кроме того, в пограничной Березовской зоне распространены чешуи и пластины средне-верхнедевонской кедонской свиты, которая *in situ* широко распространена в пределах Омолонского миникратона. Большинство геологов эти известково-щелочные образования относят к среднепалеозойскому вулканическому поясу.

Однако более вероятным представляется, что вся эта бимодальная ассоциация преобладающих вулканитов кислого и основного щелочного составов (включая базальты Уш-Урекчанского блока) есть результат действия девонского плюма, с которым причинно связан среднепалеозойский рифтогенез. Ещё раньше была установлена изометричная конфигурация обширного поля девонской бимодальной ассоциации на Омолонском миникратоне, обрамлённого дугообразными разломами большого радиуса кривизны [Филатова, 1988]. Примечательно, что на магнитометрической карте [Карта..., 2004] предполагаемому Омолонскому девонскому плюму соответствует система дугообразных положительных аномалий, сочетающихся с более мелкими изометричными.

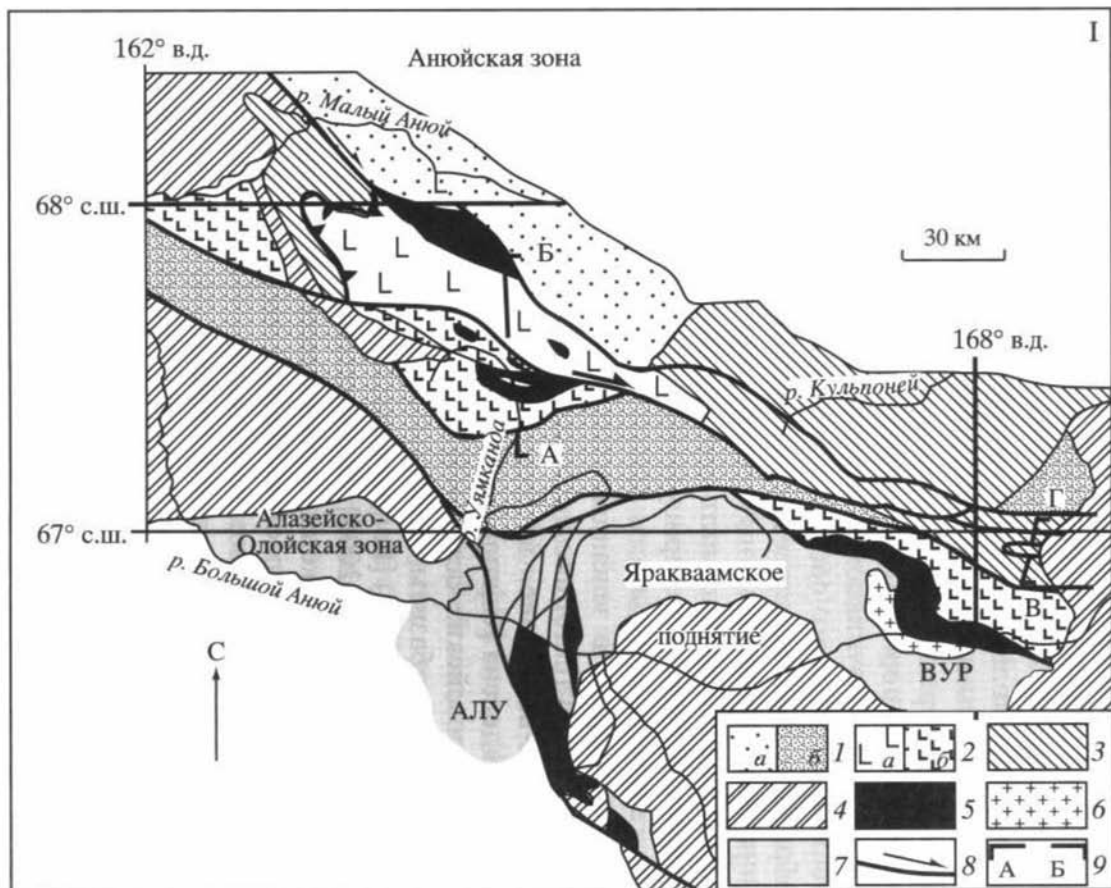
Северо-восточнее, в более внутренних частях Олойского сегмента, из-под верхнеюрских–нижнемеловых терригенно-вулканогенных отложений вскрывается тектонический фрагмент (Сиверское поднятие), сложенный средне-верхнепалеозойскими островодужными породами [Государственная..., 1991]. В их состав входят средне-верхнедевонские базальты, риолиты, их туфы, терригенные породы с кораллами среднего девона и конодонтами франа, а также вулканомиктовые песчаники, гравелиты, алевролиты, туфы основного состава карбона–перми. Эти островодужные образования ассоциируют в Сиверском блоке с одновозрастными породами тыловодужного прогиба, среди которых преобладают терригенные вулканомиктовые породы с обломками риолитов, андезитов, базальтов; присутствуют также известняки и кремнисто-терригенные разности. Часть пород Сиверского блока, метаморфизованных в зелёносланцевой фации, возникла, видимо, в нижней части тектонической пластины.

Северо-восточнее, в пределах Южно-Ануйского сегмента сутуры выделена [Соколов и др., 2001б] Вургувеемская пластина верхнепалеозойских островодужных офиолитов (рис. 17), включающая ультрабазиты, габбро, датированные карбоном (320–312 млн лет  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ) [Бондаренко, 2004; Бондаренко и др., 2003; Ганелин, Силантьев, 2006]. В расположенном западнее Алучинском аллохтоне обнажены палеозойские офиолиты, прорванные плагиигранитами с возрастом 374 млн лет (K-Ar). Петро-геохимические данные указывают на океанический генезис Алучинских офиолитов. В примыкающем к этой сутуре Яракваамском пакете пластин, вергентных в юго-западном направлении, вскрываются фрагменты верхнекаменноугольных–пермских терригенно-вулканогенных отложений островодужной природы. Фрагменты палеозойских пород в аллохтонном залегании установлены [Соколов и др., 2006] и севернее, в Полярнинском поднятии Южно-Ануйского





III



**Рис. 17.** Тектоническая схема восточной части Южно-Анойского сегмента сутуры (I) и профили по линии А–Б (II) и В–Г (III) [Соколову и др., 2001]

I. 1 – триасовые турбидиты Аноийской зоны Чукотского микроконтинента: а – проксимальные, б – дистальные; 2 – терригенно-вулканогенные и вулканогенные комплексы: а – палеозойско-мезозойские Полярнинского поднятия, б – нерасчлененные среднеюрско-раннемеловые Южно-Анойского шва; 3 – оксфорд-волжские комплексы Кульпольнейской островной дуги; 4 – меловые наложенные вулканогенно-осадочные комплексы; 5 – plutonические породы палеозойских и мезозойских офиолитов; 6 – позднеспалеозойские плагиограниты; 7 – позднеспалеозойские и мезозойские образования Алазейской и Олойской зон; 8 – разломы и направление сдвигового перемещения по ним; 9 – линии профилей (2, 3); офиолиты палеозойского возраста: АЛУ – Алучинские, ВУР – Вургунеевские.

## Рис. 17 (окончание)

II. Схематический профиль через Полярнинское поднятие по линии А–Б. 1 – вулканогенные и вулканогенно-терригенные комплексы Кульпольнейской дуги оксфорд-волжского возраста; 2 – базальт-кремнистый южно-гремучинский комплекс, средняя–верхняя юра и туфотерригенный комплекс, верхняя юра-неоком нерасчлененные; 3–5 – офиолиты предположительно палеозойского возраста: 3 – вулканогенные комплексы позднего палеозоя нерасчлененные, 4 – габбро, диабазовые дайки, 5 – ультрабазиты, габбро; 6 – грубообломочные отложения готерив-баррема; 7 – турбидиты Анюйской зоны Чукотского микроконтинента, триас (автохтон); 8 – интрузивные базит-ультрабазиты повышенной щелочности; 9 – интрузии габбро-диорит-плагиогранитов, нижний мел; 10 – предполагаемые продолжения разломов; 11 – разломы и направление перемещения по ним в плоскости рисунка; ШР – ранние покровы северной vergentности; РШ – надвиги южной vergentности, связанные с ретрошарьированием либо с воздействием более поздних компрессионных правых сдвигов.

III. Схематический профиль через Пенвельевское поднятие по линии В–Г. 1–4 – мезозойские туфотерригенные островодужные комплексы Олойской зоны: 1 – берриас-валанжина, 2 – поздней юры, 3 – ранней–средней юры с конгломератами в основании, 4 – позднего триаса; 5 – габброиды, плагиограниты; 6 – базальт-кремнисто-терригенные комплексы Южно-Анюйского сегмента сутуры; 7 – динамотермальные зеленые сланцы; 8 – туфотерригенный комплекс; 9 – вулканомиктовый флиш; 10 – грубозернистые полимиктовые песчаники; 11 – терригенные породы, предположительно триас; 12 – терригенный меланж; 13 – разломы и направления перемещения по ним в плоскости рисунка; 14 – предполагаемые замки складок. Буквенные обозначения см. на рис. II

фрагмента сутуры, где они тектонически перекрывают островодужные образования верхней юры (см. рис. 17). В пакете пластин палеозойских пород этого поднятия выявлены две толщи. Нижняя толща, базальт-кремнисто-карбонатная, состоит из потоков подушечных и массивных базальтов с линзами яшм, а также кремней и известняков с нижнекаменноугольными кораллами [Соколов и др., 2006]. Геохимические свойства базальтов нижней толщи свидетельствуют об их подобии лавам типа N-MORB, хотя не исключен и окраинноморский их генезис. Верхняя толща Полярнинского поднятия, снизу ограниченная надвигом, имеет вулканогенно-карбонатный состав и сложена эффузивами и субвулканическими телами среднего и кислого составов, включающими глыбы известняков. Хотя верхняя толща условно отнесена к островодужным образованиям [Соколов и др., 2006], близость магматических пород к ферробазальт-исландит-риолитовой ассоциации позволяет предположить их внутриплитный генезис типа OIB.

Возможно, позднекаменноугольный возраст ( $261 \pm 62$  млн лет) имеет часть океанических офиолитов (базальтов, диабазов, базит-ультрабазитовых массивов) юго-востока о. Большой Ляховский на северо-западном продолжении Южно-Анюйского сегмента сутуры [Драчев, Савостин, 1993]. Примечательно, что здесь же обнаружены ортоамфиболиты с ордовикскими значениями возраста (473 млн лет). Возраст метаморфизма этих пород поздне-

триасовый–среднеюрский (215–166 млн лет). В последнее время высказаны сомнения о развитии на о. Большой Ляховский пород древнее верхнеюрских [Кузьмичев и др., 2005].

Средне-верхнепалеозойские кремнисто-терригенные и вулканогенные толщи океанической, окраинноморской и островодужной природы известны и на восточном продолжении Южно-Аньюского шва в сутуре Кобук, где они слагают серию тектонических пластин, частично шарьированных на структуры орогена хребта Брукс.

**Мезозой.** Среди наиболее широко распространённых в рассматриваемом регионе триасово-нижнемеловых отложений распознаются комплексы островодужных, окраинноморских, реже океанических пород, а также олистостромо-молассовые образования нескольких стратиграфических уровней.

Породы наиболее древней из мезозойских поздне триасово-среднеюрской Алазейско-Олойской вулканической дуги [Зоненшайн и др., 1990б] в виде ограниченных разломами фрагментов распространены преимущественно в северо-восточной части Олойского сегмента и известны в пределах Алучинского пакета тектонических пластин. Возраст Алазейско-Олойской дуги в разных работах датируется то поздним триасом, то триасом–ранней юрой, то триасом–средней юрой. Верхний возрастной её предел определяется несогласным перекрытием кимеридж-волжскими вулканитами Олойской магматической дуги [Государственная..., 1991]. Важно подчеркнуть, что начало формирования этой островной дуги коррелирует с первым в мезозое предпоздне-триасовым структурным несогласием [Зоненшайн и др., 1990б]. Островодужные породы представлены терригенными и вулканогенными разностями, относительный объём которых широко варьирует по площади. В скважине на правом берегу р. Колымы под чехлом кайнозойских отложений обнаружены лавы и туфы базальтов и андезитобазальтов, датировки которых (К-Аг) по пироксену 253–228 млн лет (пермь–поздний триас), по валовой пробе – 239–181 млн лет (поздний триас–ранняя юра) [Парфенов, Кузьмин, 2001].

Сильно деформированные верхнетриасовые–юрские терригенно-вулканогенные породы островодужной и окраинноморской природы присутствуют в качестве пластин Яракваамского поднятия, причём установлено их сходство с породами Алазейско-Олойской дуги [Соколов и др., 2001б]. Окраинноморскими являются, по-видимому, турбидиты Южно-Аньюского сегмента сутуры.

Возможно, окраинноморский генезис имеют породы двух пластин Колымской Петли – Кулар-Нерской и Нагонджинской. В пер-

вой из них вскрываются пермско-нижнеюрские глубоководные глинистые сланцы, близкие к чёрносланцевой формации [Оксман, 2000]. Это самая внешняя пластина Колымской Петли, по надвигу налегающая на чешуйчато-надвиговые структуры верхоянского комплекса края Сибирского кратона. Эти породы могли формироваться у подножия континентального склона, но и в пределах позднепалеозойского-среднемезозойского океана или окраинного моря. Верхнепалеозойские–среднеюрские породы Нагонджинской [Парфенов, Кузьмин, 2001] или Момо-Селеняхской пластины [Оксман, 2000], шарьированной на Полоусненско-Дебинскую зону, практически синхронны отложениям Кулар-Нерской пластины, но отличаются составом. Это вулканогенно-терригенно-кремнистые и карбонатно-терригенные отложения с фрагментами разрезом кремнистых пород, а также с пиллоу-базальтами и многочисленными горизонтами олистостром. Видимо, отложения Кулар-Нерской и Нагонджинской пластин накапливались в разных частях единого морского бассейна, причём породы последней отлагались вблизи островной дуги.

Образования океанической коры поздне триасового–среднеюрского возраста установлены в Южно-Ануйском отрезке сuture (см. рис. 17). В Алучинском блоке известны поздне триасовые–раннеюрские габброиды, ультрабазиты и диабазовые дайки, обладающие океаническими петро-геохимическими параметрами [Ганелин, Силантьев, 2006]. Возраст даек 226–198 млн лет. Здесь же выявлены среднетриасовые (231 млн лет) плагиограниты, которые, возможно, соответствуют среднетриасовому импульсу орогенеза. В Южно-Ануйском отрезке сuture, в южно-гремячинском комплексе, базит-ультрабазитовые породы ассоциируют с толеитами типа N-MORB, а также с кремнями, охарактеризованными фауной ранней–средней юры [Sokolov et al., 2002].

Этапы тектонических движений регистрируются в конце среднеюрского времени. Им соответствуют бат-келловейские и верхнеюрские олистостромо-терригенные комплексы, с угловым и стратиграфическим несогласием перекрывающие дислоцированные породы палеозоя–раннего мезозоя. Они представлены конгломератами, конглобрекциями, по простиранию сменяющимися олистостромами с олистолитами и олистоплаками палеозойских и триасовых известняков, кремней, метаморфических пород, серпентинитов, андезитов.

Наиболее широко распространены в Верхояно-Колымской тектонической системе позднеюрские (местами позднеюрские–раннемеловые) вулcano-плутонические пояса. Позднеюрский Уяндино-Ясачнский магматический пояс (датированный [Гедько,

1988] в интервале оксфорд–ранний титон) перекрывает баткелловейские обломочные породы и образует протяжённую (до 1000 км и более) прерывистую полосу во внутренней части коллизийного шва Колымской Петли. Выходы терригенно-вулканогенных пород этого пояса ограничены разломами и первоначально интерпретировались как грабены рифтогенной природы [Гринберг и др., 1981]. Однако установлено [Парфенов, Кузьмин, 2001], что их взбросо-надвиговые ограничения, как и складчато-надвиговая структура, отражают последующие стадии мезозойского тектогенеза. Дискутируется альтернатива считать ли основанием пояса утонённую континентальную кору края Сибирского кратона [Гедько, 1988; Зоненшайн и др., 1990б; Трунилина и др., 2004] или сиалический фундамент Колымско-Омолонского микроконтинента [Оксман, 1998; Парфенов, Кузьмин, 2001]. Различно трактуется и наклон сейсмофокальной плоскости: или в западных румбах под Сибирский кратон, или в восточных – под микроконтинент. Соответственно средне-верхнеюрские терригенные породы и турбидиты Полоусненско-Иньяли-Дебинской и Илинь-Тасской зон рассматриваются в качестве тыловодужных или преддуговых. Полоусненская и Иньяли-Дебинская зоны представляют крупные, деформированные тектонические пластины, шарьированные в сторону Сибирского кратона. Большинство надвигов и осевых плоскостей лежащих складок Иньяли-Дебинской зоны вергентны на восток, перекрывая в восточной краевой части Илинь-Тасской зоны меловые отложения Индигиро-Зырянского погиба [Парфенов, Кузьмин, 2001].

Уяндино-Ясачненской пояс образован оксфорд-кимериджскими базальтами и андезито-базальтами, перекрытыми титонскими лавами и туфами кислого состава. Вулканиды сопровождаются прибрежноморскими вулканомиктовыми терригенными породами с обильной мелководной морской фауной. Вулканиды относятся либо к известково-щелочной, либо к обогащённой толеитовой магматическим сериям, занимая на диаграмме  $10 \times \text{MnO} - \text{TiO}_2 - 10 \times \text{P}_2\text{O}_5$  поля известково-щелочных и толеитовых базальтов островных дуг [Трунилина и др., 2004]. Они характеризуются дифференцированным спектром REE с обогащением LREE и Nb минимумом. С ними ассоциируют интрузивные тела разнообразного состава (от габбро до гранитов). Большая часть их датировок характеризует интервал позднего байоса–кимериджа –169–153 млн лет (K-Ar,  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  по валу, Rb-Sr по биотиту), что соответствует возрасту вулканитов пояса.

Породы Уяндино-Ясачненского пояса, как и Илинь-Тасской зоны, участвуют в покровах, перемещённых в сторону Сибирс-

кого кратона. Конформное ныне распределение фрагментов пояса по отношению к коллизионному шву Колымской Петли есть результат их тектонических перемещений, закончившихся в конце неокома–начале апта [Зоненшайн и др., 1990б]. Это фиксируется несогласным перекрытием складчато-надвиговых структур Уяндино-Ясачненского пояса баррем-аптской буор-кемюсской свитой Зырянской впадины и одновозрастной толщей основания Омсукчанского грабена.

Аналоги пород Уяндино-Ясачненского пояса в Алазейско-Олойской складчато-надвиговой системе распространены широко. Выделение здесь окраинноконтинентального Олойского вулканического пояса позднеюрско-раннемелового возраста, маркирующего конвергентную границу Южно-Аньюского океана и находящегося на этапе амальгамации Колымо-Омолонского супертеррейна [Парфенов и др., 2003], вызывает сомнение, поскольку в его пределах обнаружены два комплекса, разделённых поверхностью стратиграфического и структурного несогласия: кимеридж-титонский и предположительно неокомовый [Государственная..., 1991]. Нижний кимеридж-титонский комплекс с размывом и угловым несогласием залегает на палеозойских–нижнемезозойских, а местами и бат-келловейских отложениях. Он сложен базальтами, андезитами и их туфами с подчинённым количеством вулканитов кислого состава, вулканических терригенных пород (с фауной бухий) [Государственная..., 1991]. Это типичные высокоглинозёмистые вулканические известково-щелочной серии. Верхний, не датированный, условно неокомовый комплекс, несогласно, с базальными конгломератами, залегает на различных породах от палеозоя до кимеридж-титонского вулканогенного комплекса. Единичные находки ископаемых растений не могут сколько-нибудь корректно датировать породы комплекса.

Нижний комплекс Олойского пояса синхронен Уяндино-Ясачненской дуге, в связи с чем выделен в ранг самостоятельного вулканического пояса [Государственная..., 1991]. Аналогичный позднеюрский возраст имеет Аньюско-Святоноская вулканическая дуга [Зоненшайн и др., 1990б; Кузьмичев и др., 2006], тектонические фрагменты которой протягиваются вдоль Южно-Аньюской сутуры. Слагающая его вулканогенно-терригенная толща, палеонтологически датированная оксфордом–кимериджем, включает базальты, андезиты и их туфы известково-щелочной серии; им комагматичны дайки диабазов и диоритов. Возраст базальтов (К-Аг метод) 157–148 млн лет (поздняя юра). Фрагменты позднеюрской Кульпольнейской энсиматической островной дуги, сло-

женные пикрито-базальтами, базальтами, андезитами, установленны на юге Южно-Аньюйского шва сутуры. Здесь они сочетаются с верхнеюрскими окраинноморскими кремнисто-глинистыми и туфогенными турбидитовыми отложениями [Бондаренко, 2004; Соколов и др., 2001б]. Офиолиты окраинноморского или океанического генезиса предполагаются также на северо-западном окончании Южно-Аньюйского фрагмента сутуры [Кузьмичев и др., 2005]. Ещё один фрагмент окраинноморских пород байоса–поздней юры установлен в Алазейском блоке, где они залегают со структурным несогласием и с базальными конгломератами. Это морские мелко-водные алевролиты и песчаники с прослоями туфов среднего и кислого составов [Натапов, Сурмилова, 1995]. В целом палеозойские и мезозойские (включая верхнеюрские) океанические, окраинноморские и островодужные офиолиты и вулканогенно-терригенные отложения, вскрывающиеся в сложных тектоностратиграфических разрезах Южно-Аньюйского сегмента сутуры, залегают в виде пакетов тектонических пластин, деформированных в синформы и антиформы и рассеченных сдвигами (см. рис. 17). В качестве нижнего, деформированного неоавтохтона выступают готерив-нижнебарремские терригенные отложения, а верхним неоавтохтоном служат баррем-среднеальбская моласса и альб-верхнемеловые породы Охотско-Чукотского окраинно-континентального магматического пояса. К подошве тектонических пластин приурочены зоны зеленосланцевого и амфиболитового метаморфизма, возрастные интервалы которых (Ar-Ar) 239–231; 156–153; 120–115 млн лет [Бондаренко, 2004; Бондаренко и др., 2003а]. Это свидетельствует о стадийности мезозойского орогенеза, дискретно протекавшего в конце среднего и начале позднего триаса, на рубеже средней и поздней юры и в среднем мелу (по ранний альб включительно). Индикаторы этих стадий тектогенеза прослеживаются не только в Южно-Аньюйском фрагменте сутуры, но и в пределах Верхояно-Колымской орогенной системы [Филатова, Хаин, 2008].

Временной интервал орогенеза в восточной части Олойской зоны и в пределах Южно-Аньюйского сегмента сутуры устанавливается также по возрасту отложений синорогенных прогибов, формировавшихся либо перед фронтом надвигов (передовые прогибы), либо в тылу надвигов (тип бассейнов piggy-back). В этих флишоидных отложениях в бассейне р. Уямканда обнаружены детритовые цирконы двух возрастных популяций:  $149,6 \pm 10,2$ ;  $155,4 \pm 9,0$  млн лет (поздняя юра) и  $131,1 \pm 7,5$  млн лет (поздний готерив) [Бондаренко и др., 2003б]. Здесь, в западной, местами в центральной части Южно-Аньюйского сегмента сутуры, северо-западные сдвиги аналогичной ориентировки полосы деформиро-



ванных фаунистически охарактеризованных берриас-готеривских терригенных пород, состоящих из чередования (нередко ритмичного) песчаников, алевролитов и глинистых сланцев. Отмечены знаки ряби и косая слоистость. Наряду с кварц-полевошпатовыми аркозами присутствуют разности, содержащие обломки терригенных пород, кремней, яшм, базит-ультрабазитовых пород, серпентинитов и амфиболитов. Локально в этом меловом турбидитовом комплексе присутствуют линзы конгломератов, олистостром (с олистолитами островодужных и океанических пород, а также ракушняков). Ранее нередко этот комплекс рассматривался в качестве задугового или предостроводужного. Однако данные последних лет позволяют квалифицировать породы этого комплекса скорее в качестве синхронных, заполнявших либо синнадвиговые бассейны, либо бассейны типа пулл-апарт. О синхронности накопления этих пород эпизодам надвигообразования свидетельствует присутствие в них олистолитов палеозойско-юрских базит-ультрабазитов и кремней. Показательна интенсивная дислоцированность этих синорогенных образований. Нередко они слагают тектонические пластины, участвуя вместе с палеозойско-юрскими офиолитами в общей покровно-надвиговой структуре средне-мелового орогена [Бондаренко и др., 2003а]. Это свидетельствует о нескольких этапах позднеюрского–раннемелового орогенеза, при которых деформациям подверглись и отложения синнадвиговых бассейнов. Подобная структура свойственна и отложениям ранних этапов формирования передового прогиба Колвилл, примыкающего к орогену хребта Брукс. О завершении тектогенеза в среднем мелу свидетельствует тот факт, что баррем-аптские и нижнеальбские терригенные отложения, несогласно перекрывая покровно-надвиговые структуры орогена, претерпели незначительную дислоцированность и, таким образом, играют роль верхнего неоавтохтона.

Что же касается верхнего условно неокомового комплекса “Олойской дуги” [Парфенов, Кузьмин, 2001], то однозначная интерпретация его геодинамической природы невозможна в силу слабой изученности в структурном и геохронологическом отношениях. Единичные разрозненные находки ископаемых растений в этих вулканитах дают лишь приблизительное представление об их мезозойском, возможно, раннемеловом возрасте. В качестве одного из вариантов вероятно связь части этих пород с функционировавшими в самом начале раннего мела остаточными магматическими камерами позднеюрских поясов. Однако эта модель представляется весьма сомнительной, учитывая общую геодинамику формирования региона. Не исключен и другой вариант, требующий дальней-

шей расшифровки тектонической структуры Верхояно-Колымской системы. Судя по аэрофото- и космическим снимкам, в пределах территории распространения этих вулканитов развито большое количество покровно-надвиговых и чешуйчато-надвиговых структур, выявлению которых при предшествующих геолого-съёмочных работах не было уделено должного внимания, Тем не менее эти структуры являются типичными для данной орогенной системы. Не исключено, что часть полей вулканогенных пород, ныне выделяемых в качестве самостоятельных раннемеловых вулканических поясов, на самом деле образуют аллохтонные тектонические покровы более ранних островодужных пород подобно аллохтонам, обнаруженным, например, в пределах Новосибирско-Чукотско-Бруксовского орогена [Бондаренко, Лучицкая, 2003; и др.]. Таким аллохтоном островодужной природы может оказаться Нутесынское вулканическое поле, с северо-востока примыкающее к Южно-Аньюйской сутуре и ранее выделявшееся в качестве самостоятельного мелового окраинноконтинентального пояса. Неоавтохтоном для предполагаемых покровно-надвиговых структур является берриас-нижнеальбская моласса, широко распространённая в тыловых регионах Охотско-Чукотского окраинно-континентального пояса.

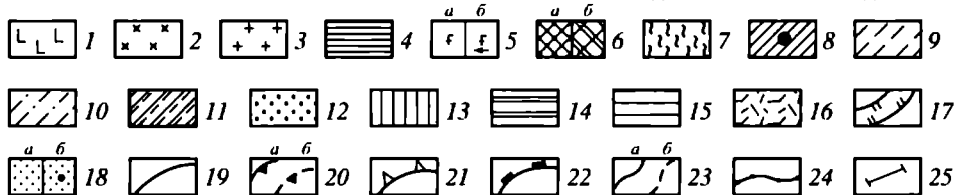
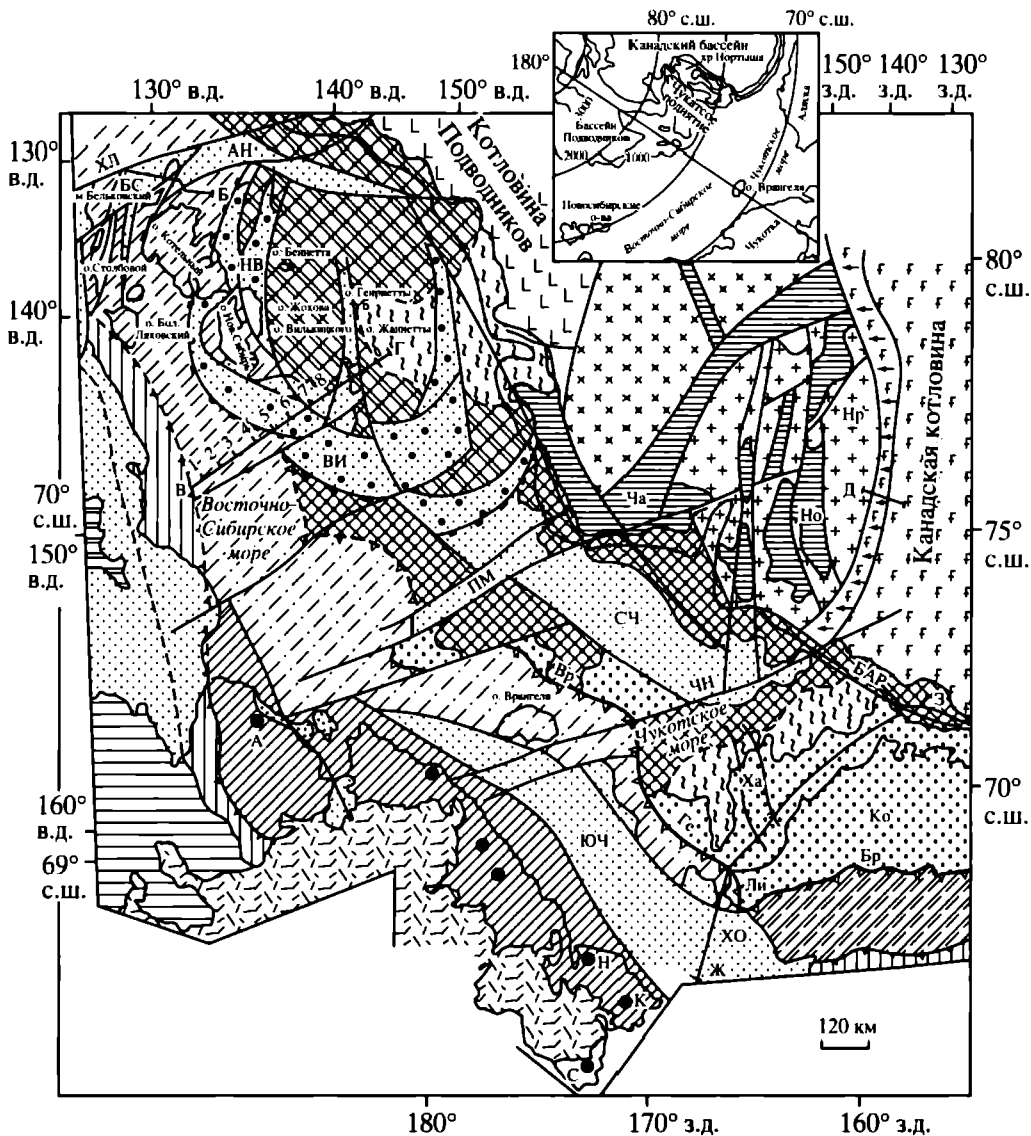
Мы полагаем, что часть изолированных и изометричной конфигурации полей меловых или мел-кайнозойских вулканитов (например, Мангазейский ареал в бассейне р. Большой Анюй) могут иметь внутриплитную природу и могут быть связанными с плюмовым механизмом подобно меловому арктическому куполу Де-Лонга [Филатова, Хаин, 2007]. Впервые внутриплитную природу меловых вулканитов установил А.П. Ставский [1981] в Алазейском блоке. Нами в качестве внутриплитных образований предположительно рассматриваются локальные выходы меловых вулканитов южнее пролива Дмитрия Лаптева, которым соответствуют две сближенные изометричные магнитные положительные аномалии, перекрывающие линейную Южно-Аньюйскую аномалию. Кроме того, внутриплитную природу имеют, скорее всего, слабо деформированные вулканиты правобережья р. Колымы, перекрывающие плащом (с конгломератами в основании) дислоцированные морские и субаквальные образования от палеозойских до верхнеюрских включительно [Государственная..., 1991]. На их близость к WPB указывает присутствие щелочных высокотитанистых базальтоидов, образующих в сочетании с риолитами бимодальную ассоциацию. Распространение в этих же вулканических полях вулканитов известково-щелочной серии [Государственная..., 1991] вполне объяснимо с позиций современной концепции суперплюмового механизма [Хаин, Филатова, 2008].

Синтез приведенной информации по образованиям Верхояно-Колымского орогена и ограничивающей его сутуры позволяет заключить, что давший начало этому орогенезу Алазейско-Южно-Аньюйский-Ангаючам океан в целом претерпел несколько этапов развития – позднепалеозойский–раннетриасовый, познетриасовый–среднеюрский, позднеюрский и неокомовый, завершив формирование в апт-раннеальбское время. Общая обстановка нарастающего сжатия, обусловившая стадийность возникновения и отмирания в нём островных дуг, отражала конвергенцию Сибирской и Гиперборейско-Северо-Американской континентальных плит и плит палео-Пацифика, на фоне которой шло оформление Верхояно-Колымской орогенной системы. Завершение средне-меловой компрессии реализовалось в развитии систем сдвигов. Протяжённые левые сдвиги, зачастую трансформировавшиеся из надвигов, нарушили Верхояно-Колымскую орогенную систему и край Сибирского кратона, а также Чукотско-Аляскинскую микроплиту Арктиды.

Что же касается верхнего условно неокомового комплекса “Олойской дуги”, то более вероятна его связь с функционировавшими в самом начале раннего мела остаточными магматическими камерами позднеюрских поясов. Не исключен и другой вариант,

**Рис. 18.** Схема соотношения структур Центральной Арктики и севера Евразии

1–5 – структуры Центральной Арктики: 1 – впадины Макарова-Подводников с предположительно позднемеловой–раннекайнозойской океанической корой, 2, 3 – фрагменты кратона Арктида (2 – поднятие Менделеева, 3 – Чукотское поднятие), 4 – рифты, нарушившие поднятия Менделеева и Чукотское: Ча – Чарли, Но – Нортвинд, 5 – позднеюрский–среднемеловой Канадский океанический бассейн (а), зона поддвига (б); 6–12 – Восточно-Арктический сектор эпикаледонской континентальной плиты (в составе кратона Арктида, байкальских и каледонских орогенных поясов): 6 – докембрийский кратон Арктида (с фрагментами байкалитид) со слабдеформированным чехлом (а), нарушенным куполом Де-Лонга (мел–кайнозойский мантийный диапир) (б), 7 – фрагменты каледонского орогенного пояса (элсмириды), предполагаемые под чехлом среднепалеозойских–мезозойских отложений, 8–11 – Новосибирско-Чукотско-Бруксовская складчато-покровная система – пассивная окраина кратона Арктида (Чукотско-Аляскинский его фрагмент), вовлеченная в позднеюрский–среднемеловой орогенез: 8 – внутренняя (хинтерленд) Чукотская зона; чёрные кружки – гранито-гнейсовые купола: А – Алярмаутский, К – Кооленский, Н – Нешканский, С – Сенявинский, 9–11 – фронтальная надвиговая зона (форленд) с фрагментами хинтерленда (9 – Новосибирский сегмент, 10 – Врангелевский сегмент, 11 – сегмент хребта Брукс), 12 – син- и постколлизийные меловые бассейны (Ко – бассейн Колвилл); 13 – Южно-Аньюйско-Кобукская часть среднемеловой коллизийной сутуры; 14, 15 – Верхояно-Колымская позднеюрская–среднемеловая покровно-надвиговая система: 14 – Улахан-Тасская зона, 15 – Алазейско-Олойская зона; 16 – Охотско-Чукотский альб-сенонский окраинно-континентальный магматический пояс; 17, 18 – структуры зон растяжения: 17 – позднедевонские–раннекаменноугольные рифтогенные грабены (Ха – Ханна), 18 – мел–кайнозойские рифтогенные грабены и синдвиговые бассейны (а) (АН – Анисинский, БС – Бельковский-Святоносский, СЧ – Северо-Чукотский, ХО – Хоуп, ЮЧ – Южно-Чукотский), и меловые дуговые и радиальные грабены, связанные с формированием магматического купола Де-Лонга (б) (НВ – Новосибирский, ВИ – Вилькицкого); 19 – сбросы и сдвиги; 20 – фронтальная надвиговая система Южно-Аньюйско-Кобукской части коллизийной зоны



(а – прослеженная, б – предполагаемая); 21 – фронтальные надвиги среднемилового орогена: Брукса (Бр), Лисберна (Ли), Геральда (Ге), Врангеля (Вр); 22 – дуговые разломы ограничения мелового-кайнозойского купола Де-Лонга; 23 – границы структурных единиц (а – прослеженные, б – предполагаемые); 24 – контуры бровки и подножия континентального склона; 25 – линии сейсмических профилей: БАР – свод Барроу, Нр – горст Нортвинд; система сдвигов: ХЛ – Хатанго-Ломоносовская, ПМ – Певекско-Менделеевская, ЧН – Чукотско-Нортвиндская; на врезке обзорная схема Восточной Арктики

требующий дальнейшей расшифровки тектонической структуры Верхояно-Колымской системы. Судя по аэрофото- и космическим снимкам, в пределах территории распространения этих вулканитов развито большое количество покровно-надвиговых и чешуйчато-надвиговых структур, выявлению которых при предшествующих геолого-съёмочных работах не было уделено должного внимания, а эти структуры тем не менее являются типичными для орогенной системы. Возможно поля вулканогенных пород, выделяемые в качестве самостоятельных раннемеловых вулканических поясов, на самом деле образуют аллохтонные покровы более ранних остро-водужных пород подобно аллохтонам, обнаруженным, например, в Новосибирско-Чукотско-Бруксовском орогене. Неоавтохтоном для предполагаемых покровно-надвиговых структур является берриас-нижнеальбская моласса, широко распространённая в тыловых регионах Охотско-Чукотского окраинно-континентального пояса.

Вместе с тем изолированные изометричной конфигурации поля меловых или мел-кайнозойских вулканитов могут иметь внутриплитную природу и быть связанными с плюмовым механизмом подобно меловому арктическому куполу Де-Лонга [Филатова, 20076].

#### **4.3. НОВОСИБИРСКО-ЧУКОТСКО-БРУКСОВСКАЯ ОРОГЕННАЯ СИСТЕМА**

Значение Новосибирско-Чукотско-Бруксовской складчато-надвиговой системы состоит в том, что она связывает структуры, возникшие при диаметрально противоположных режимах – компрессии и растяжения, сосуществовавших на смежных площадях Восточной Арктики в течение поздней юры–раннего мела. С одной стороны, это были дислокации, формировавшиеся в ходе позднекимерийского орогенеза, с другой – структуры начального оформления Северного Ледовитого океана и прежде всего Канадского океанического бассейна (рис. 18). Новосибирско-Чукотско-Бруксовская система составляет северо-восточную краевую (фронтальную) часть Верхояно-Чукотского орогенного пояса (см. рис. 2, вкл., 18). Она имеет северо-восточную ориентировку и представляет дислоцированный в ходе юрско-среднемелового орогенеза чехол южного (Чукотско-Аляскинского) края эпикаледонской плиты, превращенный в вергентные в северном направлении тектонические пластины и чешуйчато-надвиговые (в сочетании со складчатыми) структуры. С юго-запада рассматриваемая орогенная система ограничена Южно-Анью-

ской-Чукотской-Кобук частью сuture (см. рис. 2, вкл., 18). Характерными элементами этой орогенной системы являются связанные с коллизией меловые гранито-гнейсовые купола, а также фрагменты аллохтонных пластин, сложенных офиолитовыми и островодужными комплексами, перемещённые на север в ходе коллизии при закрытии Алазейского-Южно-Ануйско-Ангаючам океана. В пределах складчато-покровной системы выделяются две главные тектонические зоны: внутренняя, глубоко эродированная Чукотская (продолжающаяся на п-в Сьюард Аляски), и внешняя, Новосибирско-Врангеля-Геральда-Лисберна-Бруксовская. Последняя является фронтальной надвиговой зоной данной орогенной системы (и всего Верхояно-Чукотского орогенного пояса в целом), состоящей из одноименных сегментов. Граница между внутренней и внешней зонами наверняка является надвиговой (с северной вергентностью), однако имеющиеся данные пока не позволяют установить ее выход на морском шельфе.

**Чукотская зона** занимает северо-восточную континентальную окраину Евразии и распространяется, судя по магнитометрическим данным, на северо-восток, в пределы шельфа Чукотского моря, где скрывается под кайнозойским Южно-Чукотским-Хоуп бассейном. Фрагменты структур этой зоны можно предполагать и северо-западнее, на шельфе Восточно-Сибирского моря, непосредственно вдоль Южно-Ануйского сегмента коллизионной сuture. Главной особенностью Чукотской зоны является эксгумация глубинных уровней корового разреза, вследствие чего вскрыты зонально метаморфизованные породы вплоть до гранулит-амфиболитовых фаций, затронувшие преимущественно протерозойские-палеозойские покровы. Широко распространены здесь коллизионные гранитоиды и гранито-гнейсовые купола, цепочкой протягивающиеся по южному краю деформированной эпикаледонской плиты вдоль коллизионной сuture. Этот, Чукотский, пояс коллизионных гранитов продолжает пояс массивов аналогичных гранитоидов, трассирующих западные сегменты коллизионной сuture Верхояно-Чукотского орогенного пояса (см. рис. 13). Среднемеловые структуры Чукотской зоны в конце позднего мела-палеогена были дополнительно расчленены сдвигами преимущественно северо-западной ориентировки, в плане образуя ныне клавишную систему блоков (см. рис. 18). Эта зона включает три подзоны: западную – Ануйскую, центральную – Чаунскую (разобшённые системой северо-западных сдвигов по Раучуанской впадине) и Восточно-Чукотскую (отделённую от предыдущей сдвигами северо-восточной и субмеридиональной ориентировки).

Архейский кристаллический фундамент в пределах Чукотской зоны не установлен, хотя он может вскрываться на восточной Чукотке [Жуланова и др., 2006]. Здесь же в меловых гранито-гнейсовых куполах предполагается присутствие раннепротерозойских пород (Rb-Sr изохроны  $1990 \pm 150$ ,  $1770 \pm 80$  млн лет) [Жуланова, 1990]. В этих куполах восточной Чукотки, судя по датировкам, вскрываются фрагменты байкальских и каледонских орогенных структур, поскольку возраст протолитов части ортогнейсов составляет 592–547 и 390–369 млн лет [Natal'in et al., 1999]. Однако доминирующее распространение в Чукотской зоне имеют две возрастные ассоциации комплексов, контактирующие по надвигам [Богданов, Тильман, 1992]: верхнепротерозойская–палеозойская и мезозойская. В первой из них (до карбона включительно) преобладают шельфовый карбонатный и терригенно-карбонатный комплексы, в которых наряду с местными несогласиями установлено более широкое распространение позднедевонского–раннекаменноугольного перерыва. Этому интервалу соответствует девонский–нижекаменноугольный терригенно-вулканогенный рифтогенный комплекс, локально развитый в пределах Алямутского купола (поднятия), а также на крайнем востоке Чукотки. Эти отложения коррелируются с рифтогенной группой эндикот северной Аляски и шельфов полярных морей. Мезозойская ассоциация комплексов (с преобладанием триасовых пород) формировалась в условиях нарастающего растяжения эпикаледонской континентальной плиты, ее рифтогенеза и возрастания объема относительно глубоководных фаций. В эту ассоциацию входят терригенные породы, турбидиты, а также многочисленные силлы долеритов, приуроченные к основанию разреза мезозойских пород. Характерную черту Чукотской зоны составляют аллохтонные комплексы мезозоя окраинноморской и островодужной природы.

Чукотская зона в целом характеризуется покровно-надвиговым, во многом еще не расшифрованным строением. Системы покровов Анюйской и Чаунской подзон образуют выпуклую к югу дугу и характеризуются вергентностью в северных румбах. В пакетах пластин, вскрывающихся из-под чехла вулканитов Охотско-Чукотского пояса, структурно наиболее высокое положение занимают фрагменты аллохтонов офиолитовых и островодужных комплексов. Ранее выделявшиеся на северо-восточном фланге Южно-Анюйской части сутуры вулканиты позднеюрской Нутесынской вулканической дуги также, вероятнее всего, перемещены с юго-запада; на представленной карте они рассматриваются в качестве аллохтона. Аллохтонную природу имеют предпо-

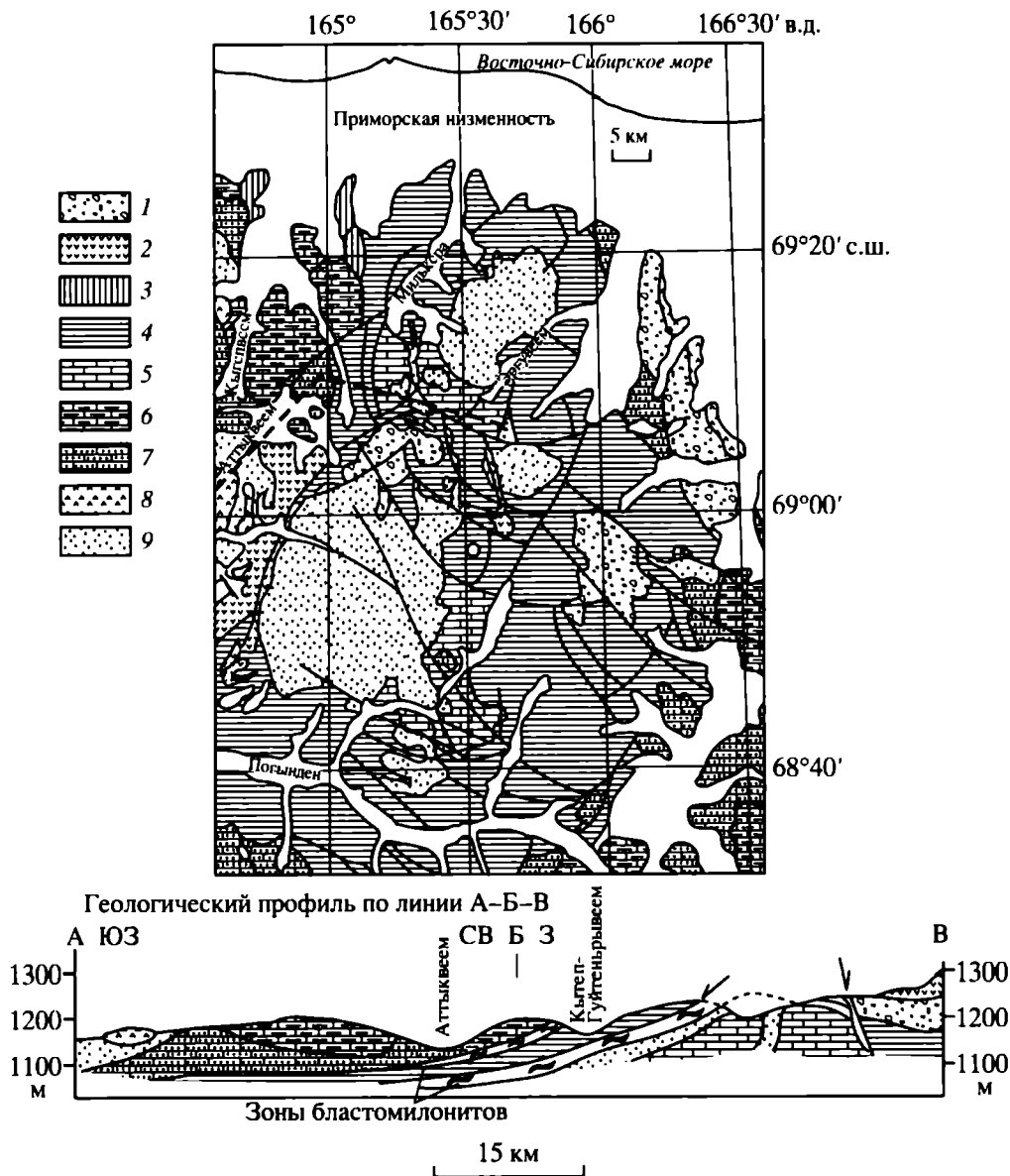
жительно верхнеюрские туфогенные отложения, примыкающие с юга к Раучуанской впадине и ранее относившиеся к ней. Однако установлено [Баранов, 1995], что эти породы образуют серию тектонических чешуй северной вергентности, надвинутых на терригенные нижнемеловые породы Раучуанской впадины. Для этих чешуй характерны синнадвиговые дуплексы, вследствие чего прежде были резко завышены истинные мощности верхнеюрских пород. Восточнее, в Кейнгувеевском поднятии [Богданов, Тильман, 1992], вблизи Алярмаутского купола Анюйской подзоны, а также в Амгуэмском поднятии Чаунской подзоны [Воеводин и др., 1978] пакеты тектонических пластин образованы морскими пиллоу-базальтами, яшмами, туфо-терригенными породами позднего мезозоя, который, возможно, восточнее имеет продолжение в Вельмайском аллохтоне. Такой существенно вулканогенный разрез мезозоя не свойствен чехлу эпикаледонской континентальной плиты, но имеет аналоги в Алазейской и Олойской зонах Верхояно-Колымской коллизионной орогенной системы и Южно-Анюйской части сутуры, где и предполагаются “корневые” части этих аллохтонов [Бондаренко, 2004; Sokolov et al., 2002].

Аллохтонный покров западнее Алярмаутского купола граничит с чешуями автохтонных терригенных триасовых пород по пологому надвигу, сопровождающемуся зоной бластомилонитов, датированных 146 и 123 млн лет (рис. 19). Надвиг с более мощной (до 300 м) зоной бластомилонитов разделяет здесь триасовые и метаморфизованные терригенно-карбонатные породы палеозоя [Бондаренко, Луцицкая, 2003]. Неоавтохтоном служат меловые континентальные терригенные породы и вулканиты кислого состава (К-Аг определения последних 114–94 млн лет) (рис. 20). Столь же ненадежный метод – К-Аг (нередко вследствие потери Аг приводящий к “омоложению” пород) – применен для датирования гранитоидов Алярмаутского поднятия (110–94 млн лет). Однако  $^{40}\text{Ar}/\text{Ar}^{39}$  датировки гранитоидов Алярмаутского купола показали величины 120–110 млн лет [Katkov et al., 2005].

В Амгуэмском аллохтоне тектонически совмещены туфогенно-терригенный верхнетриасовый флиш (с бореальными и тектоническими ископаемыми организмами), а также яшмы, туффиты, базальты предположительно поздне триас-позднеюрского возраста [Бондаренко, 2004; Воеводин и др., 1978]. Породы претерпели амфиболит-зеленосланцевый метаморфизм.

Вельмайский аллохтон, расположенный севернее залива Креста, включает кремнисто-глинистые турбидиты, кремни, базальтоиды и туфогенно-терригенные породы [Воеводин и др.,





**Рис. 19.** Геологическая карта района Алярмаутского поднятия и геологический профиль по линии А-Б-В [Бондаренко, Лучицкая, 2003]

1, 2 – меловые отложения: 1 – вулканогенно-осадочные, 2 – вулканыты; 3, 4 – суб-аркозовый флиш: 3 – юрский, 4 – триасовый; 5 – девонско-каменноугольные отложения; 6, 7 – вулканогенно-терригенные отложения: 6 – верхнеюрские, 7 – верхнетриасовые; 8 – ороговикованные базальты и кремни; 9 – меловые гранитоиды

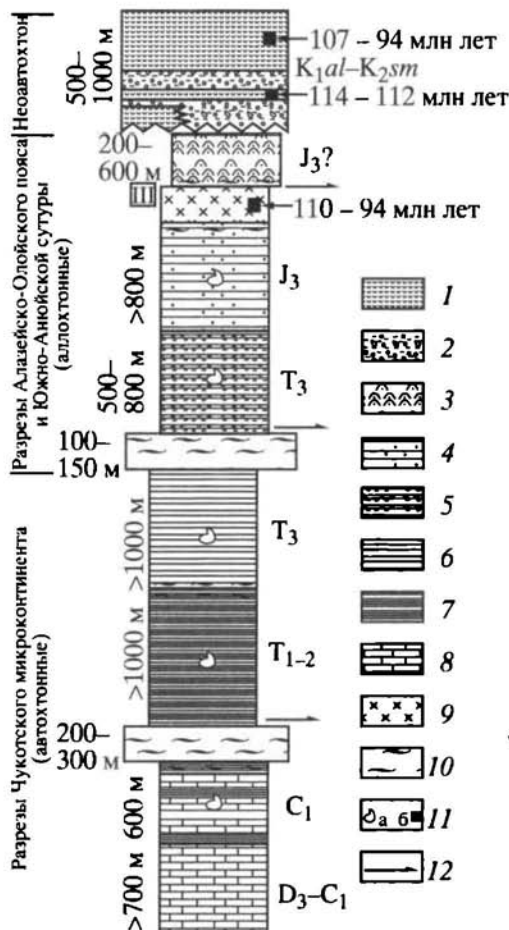


Рис. 20. Схематическая литолого-стратиграфическая колонка палеозойских и мезозойских образований Алямаутского поднятия [Бондаренко, Лучицкая, 2003]

1 – дациты, риолиты, игнимбриты; 2 – конгломераты, гравелиты; 3 – метатиллоу-базальты, кремни; 4, 5 – вулканогенно-терригенные отложения; 4 – прибрежно-морские, 5 – шельфовые, прибрежно-морские; 6 – терригенный субарксовый флиш; 7 – глинистые сланцы; 8 – мраморизованные известняки, калькариниты; 9 – гранодиориты; 10 – бластомилониты с C-S-структурами; 11 – находки фауны (a) и результаты датирования K-Ar-методом (б); 12 – главные поверхности тектонического срыва

1978] предположительно окраинноморской и островодужной природы. С ними ассоциируют базит-ультрабазитовые плутоны, прорванные плагиогранитами. Предполагается поздне триас-позднеюрский интервал формирования всего этого сложного комплекса пород [Воеводин и др., 1978]. Ха-

рактерен зональный амфиболит-зеленосланцевый метаморфизм. Вслед за С.Д. Соколовым [Sokolov et al., 2002] мы предполагаем, что Вельмайский аллохтон трассирует один из фрагментов Южно-Анжуйской-Кобук коллизионной сuture.

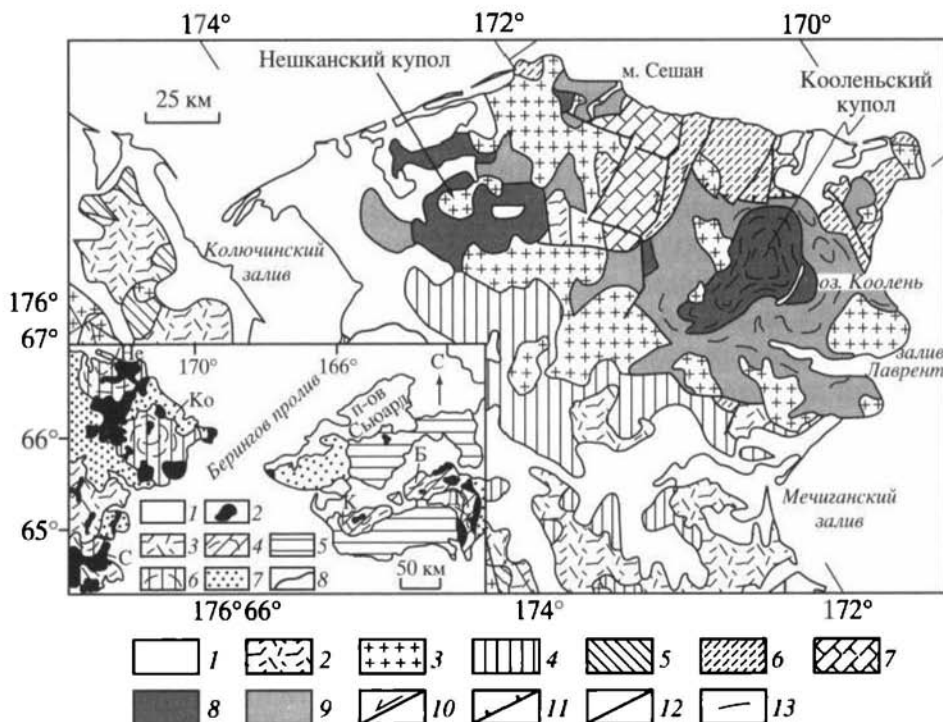
В пределах Чукотской зоны распространены синнадвиговые бассейны с терригенным наполнением (например, Раучуанская впадина). Возникли они еще в конце юры, отражая первые фазы коллизионных движений, но главный этап осадконакопления датируется ранним мелом.

Широко распространенные в Чукотской зоне синколлизонные гранитоиды (от диоритов до лейкократовых гранитов) датированы 127–100 млн лет (Rb-Sr определения) [Ефремов и др., 2000], а также 120–110 млн лет (Ar/Ar) [Katkov et al., 2005]. Менее распространены диориты с возрастом 144–139 млн лет. Подчеркивается [Гельман, 1995], что в большинстве своем все эти породы древнее гранитоидов смежного Охотско-Чукотского надсубдук-

ционного пояса. Гранитоиды Чукотки обладают повышенной щелочностью (за счет K), высокими содержаниями F, Li, Rb, Cs, Be, Mo, Sn, W, Pb и глинозема;  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,708 \div 0,711$  [Дудкинский и др., 1997]. Выделенные в ранг редкометалльных плюмазитовых пород, они генетически связываются с процессом корового анатексиса в ходе неоком-раннеальбской орогении и последовавшей тектонической релаксации. По всем изотопно-геохимическим параметрам, они принципиально отличаются от надсубдукционных мантийных альб-сенонских гранитоидов Охотско-Чукотского пояса. К последнему могут относиться только наиболее лейкократовые разности Чукотки с возрастом 85,8–82,4 млн лет [Ефремов и др., 2000], хотя и эти граниты нередко считаются орогенными, связанными с поздними стадиями тектонического коллапса и остывания. Гранитоиды Чукотки (127–100 млн лет) обычно имеют пластообразную или батолитоподобную форму и обнаруживают признаки коллизионного генезиса: синдислокационный характер залегания, конкордантные границы со структурами метаморфических вмещающих пород, развитие гнейсов в зонах эндоконтакта, а мигматитов и гнейсов – по периферии массивов. Подчеркивается [Гельман, 1995] постепенный переход от гранат-амфиболитовой фации через эпидот-амфиболитовую к зеленосланцевой по мере удаления от гранитоидов. В связи с конкордантным характером залегания ориентировка массивов соответствует региональному тренду среднемиловых дислокаций: на западе до п-ва Шмидт она северо-западная, восточнее становится северо-восточной. Лишь наиболее молодые фазы гранитизации образуют штоки с отчетливо секущими контактами и располагаются дискордантно. Плутоны Чукотки нередко ассоциируют с гранито-гнейсовыми куполами, закономерно размещающимися в зональных метаморфических породах.

Чукотской орогенной зоне (и ее продолжению на п-ве Сьюард Аляски) свойственно площадное развитие пород зеленосланцевых фаций, на фоне которых протягиваются полосы зонального амфиболитового (изредка гранулитового) метаморфизма, вмещающие цепочки меловых гранито-гнейсовых куполов [Гельман, 1995, 1996; Гнибиденко, 1969; и др.].

Наиболее изученный на крайнем востоке Чукотского п-ва *Коленский купол* занимает около 3000 км<sup>2</sup> (рис. 21). В его ядерной части вскрываются породы амфиболитовой и менее распространенной гранулитовой фаций, в апикальных частях – амфиболитовой и зеленосланцевой; периферические части купола прорваны массивами меловых гранитоидов. Отмечены постепенные переходы между различными фациями метаморфизма по вертикали



**Рис. 21.** Геологическая позиция Кооленского и Нешканского меловых гранито-метаморфических куполов в Чукотско-Аляскинском регионе [Натальин, 1999]

1 – кайнозойские терригенные отложения; 2 – альб-сенонский Охотско-Чукотский надсубдукционный магматический пояс; 3 – меловые гранитоиды субдукционной и коллизионной природы, нерасчленённые; 4 – триасово-юрские осадочные и вулканогенные комплексы Колючинско-Мечигменской зоны; 5 – триасовые преимущественно терригенные отложения с силами основного состава; 6 – вулканогенно-карбонатно-терригенные отложения среднего девона-нижнего карбона (танапская единица); 7 – глинистые сланцы и известняки ордовика-раннего девона (чегитуньская единица); 8, 9 – меловые метаморфические комплексы: 8 – амфиболитовой и гранулитовой фаций в ядре куполов, 9 – амфиболитовой и зелёносланцевой фаций на крыльях куполов; 10 – сдвиги (стрелка – направление смещения); 11 – сбросы (бергштрихи направлены в сторону опущенного крыла); 12 – разломы прочие; 13 – структурные линии в куполе. Врезка: гранито-гнейсовые купола п-вов Чукотский и Сьюард, по [Akinin, Calvert, 2002]. 1 – кайнозойские отложения; 2 – меловые интрузивные породы (с преобладанием гранитоидов); 3 – меловые вулканические породы Охотско-Чукотского надсубдукционного пояса; 4 – преимущественно амфиболитовые фации метаморфизма (со структурными линиями); 5 – преимущественно зелёносланцевые фации метаморфизма; 6 – амфиболитовые и зелёносланцевые фации нерасчленённые (со структурными линиями); 7 – протерозойско-палеозойские породы; 8 – границы стратиграфические и фациальные; купола: Ко – Кооленский, Не – Нешканский, С – Сиявинский. К – Киглуайк; горы: Б – Бениделбен, Д – Дарби

купола и латерали [Гнибиденко, 1969; и др.]. Ранее считалось [Nockleberg et al., 1994], что в ядре его, как и в куполе Киглуайк на п-ве Сьюард, вскрываются докембрийские гнейсы пассивной континентальной окраины, однако позднейшие данные [Natal'in et al., 1999] доказали их полихронность. В Кооленском куполе

принято выделять две серии пород – нижняя этельхвилеутская и перекрывающая лаврентьевская суммарной видимой мощностью до 15 км. Выяснилось, что нижняя серия пород гранулит-амфиболитовой фации (биотитовые, биотит-амфиболовые, биотит-мусковитовые, нередко с гранатом, силлиманитом и ставролитом, гнейсы и кристаллические сланцы) является гетерогенной и включает метапороды и ортогнейсы, возраст протолитов которых позднепротерозойский и позднедевонский [Miller et al., 2002; Toro et al., 2002; и др.]. Амфиболитовый метаморфизм этих изначально гранитоидных plutонов связывается со среднемеловой (около 120 млн лет) орогением [Toro et al., 2002]. Слагающая верхнюю часть Кооленского купола лаврентьевская серия включает парagneйсы, сланцы, мраморы, метаморфизованные в зеленосланцевой фации. Возраст ее может оказаться позднепротерозойским–палеозойским по аналогии с группой ноум п-ва Сьюард [Patrick, Liberman, 1988]. В Кооленском куполе предполагается наложение на породы юрско-раннемелового метаморфизма высоких давлений среднемелового высокотемпературного метаморфизма, с которым связывается гранитизация [Akinin, Calvert, 2002; Natal'in et al., 1999]. Амфиболитовый метаморфизм, для которого имеются апт-раннеальбские датировки (121, 117, 108–104 млн лет,  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  по мусковиту), протекал в обстановке интенсивного сжатия и корового утолщения при высоком (НР) давлении (6–8 кбар) и 700–800 °C. На меньших глубинах давление в раннем мелу составляло 4–5 кбар при 600 °C. В интервале 104–84 млн лет, согласно данным термохронологии ( $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  по роговой обманке, мусковиту, калишпату), происходила трехстадийная эксгумация куполов. Адиабатическая декомпрессия в интервале 104–94 млн лет сопровождалась внедрением plutонов и мигматизацией. Дальнейшее остывание (до 200 °C) пород (и возможное продолжение роста купола) регистрируется между 94–88 млн лет, а конечная эксгумация приходится на интервал 88–84 млн лет. В этой модели [Akinin, Calvert, 2002] подчеркивается связь куполообразования и внедрения гранитоидов с началом среднемеловой декомпрессии (релаксации).

Рассматриваемый здесь в сравнительном плане купол *Киглуайк* п-ва Сьюард Аляски связывается не с коллизионным процессом, а с усиленным тепломассопереносом при надсубдукционном мафическом магматизме [Miller et al., 2002]. Субдукционным, по этой модели, признается и происхождение гранитоидов. Геодинамическая позиция купола связывается с режимом растяжения, возникшим вследствие откатывания глубоководного желоба мелового окраинно-континентального пояса (что, впрочем, не находит

подтверждения в материалах по Северо-Востоку Азии [Богданов, 2004; Парфенов и др., 2003; Филатова, 1988, 1995; и др.], как и какая-либо прямая связь купольного тектогенеза и его гранитоидного магматизма с субдукционным процессом). По модели [Amato et al., 2002; Miller et al., 1992], гранулит-амфиболитовая фация купола Киглуайк возникла в результате высокотемпературного ( $> 750\text{ }^{\circ}\text{C}$ ) преобразования пород, ранее (до 120 млн лет) метаморфизованных в голубосланцевой и зеленосланцевой фациях. Минимальный возраст (а по некоторым воззрениям [Miller et al., 1992], пик) высокотемпературного метаморфизма в куполе Киглуайк считается 91 млн лет (U-Pb метод по метаморфическому монациту из метапелита амфиболитовой фации). Таков же возраст пегматитов (продукта плавления метапелитов). Поскольку датировки гранитного плутона этого купола составляют 110–90 млн лет (U-Pb метод по циркону), сделан вывод о синхронности гранитизации и высокотемпературного метаморфизма [Amato et al., 2002]. Интервал эксгумации и остывания метаморфических пород купола Киглуайк 500–350  $^{\circ}\text{C}$  приходится на сантон (84–83 млн лет,  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  по мусковиту).

Синтез данных по другим гранито-гнейсовым куполам Чукотско-Аляскинского региона позволяет уточнить время и механизм их образования. Так, для двух куполов Чукотки – более северо-западного *Нешканского* и южного *Сенявинского* (см. рис. 21) установлен [Calverts, Gans, 1999] неокомовый (139 млн лет) пик метаморфизма высоких давлений (6–8 кбар при 600–650  $^{\circ}\text{C}$ ), протекавшего в условиях сжатия и резкого тектонического увеличения мощности пород. По этой модели эксгумация и эрозия были вызваны продолжавшейся компрессией, утолщением коры и её воздыманием. Несколько выявленных интервалов остывания пород Нешканского и Сенявинского куполов (132–115 млн лет [Calverts, Gans, 1999], 108–104 млн лет [Natal'in et al., 1999], 87–75 млн лет [Akinin, Calvert, 2002]) отражают, возможно, их стадийность или (и) неравномерность эксгумации. Аналогичные параметры формирования установлены [Гельман, 1995] для расположенного западнее *Аляр-маутского купола*, ждритовый и ставролитовый парагенезис амфиболитов которого возник при 6,5–8 кбар и 660–700  $^{\circ}\text{C}$ .

Проблема генезиса гранито-гнейсовых куполов Чукотско-Аляскинского региона представляет предмет дискуссий. По моделям [Akinin, Calvert, 2002; Amato et al., 2002], породы гранулит-амфиболитовой фации куполов формировались от позднего неокома до альба (139–104 млн лет) в условиях интенсивной компрессии и высокого давления, а гранитизация и внедрение плутонов синхронны среднемеловому началу адиабатической декомпрессии

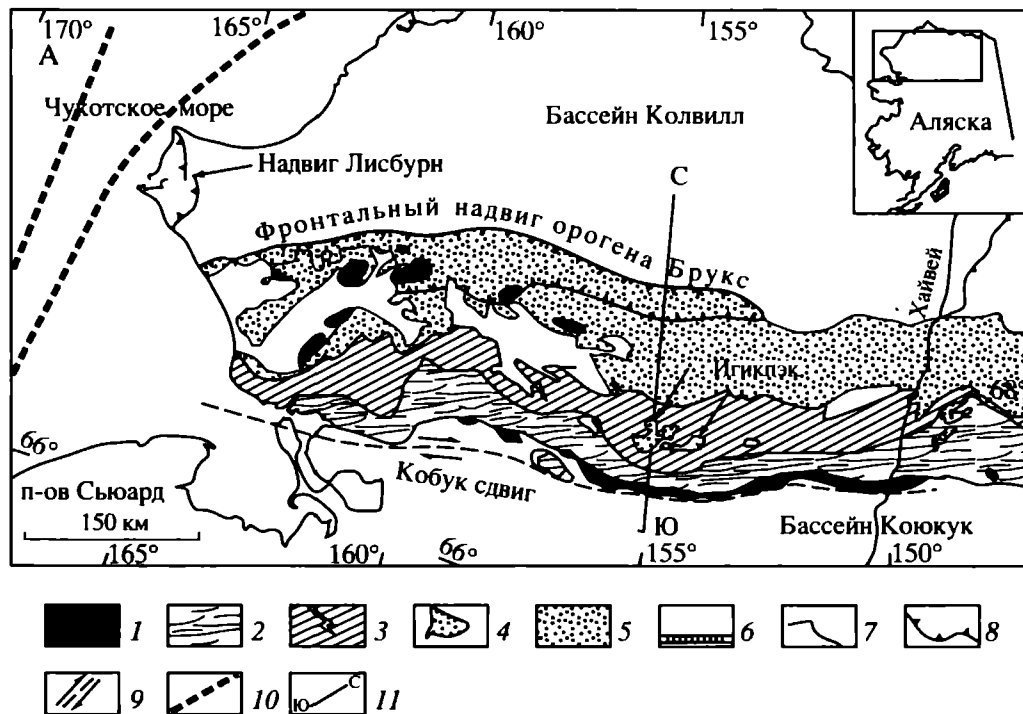
(115–104 млн лет, а возможно, начиная с позднего неокома). В модели [Amato et al., 2002; Miller et al., 1992] появление гранулит-амфиболитовой фации связывается не со сжатием (при орогении), а с растяжением. Эти фации высокой степени метаморфизма считаются синхронными (110–91 млн лет) гранитоидам куполов, а ответственным за появление всей этой совокупности пород признается повышенный надсубдукционный мантийный тепловой поток. Сравнение куполов Чукотки (РФ) и Аляски (США), а также других областей Земли показало, что гранито-гнейсовый купольный тектогенез является прямым следствием и индикатором коллизионных орогенических процессов [Розен, Федоровский, 2001; England, Thompson, 1984; и др.]. В рассматриваемом приарктическом регионе гранито-гнейсовые купола обнаруживают непосредственную временную и пространственную связи со средне меловой орогенией, отразившей процесс коллизии эпикаледонской континентальной плиты с Сибирским континентом, в связи с чем купола приурочены к фронтальной (примыкающей к коллизионной сутуре) Чукотско-Аляскинской континентальной окраине. Сжатие и коровое сокращение, нараставшие от позднего неокома до начала альба, обусловили максимальные величины давления (6–8 кбар) около 112 млн лет, чему соответствовало появление гнейсов и гранат-биотитовых сланцев [Toro et al., 2002]. Эти данные корреспондируют с поздненеокомовым–аптским (132–115 млн лет) интервалом главного этапа обдукции офиолитовых покровов на край эпикаледонской континентальной плиты (что доказано в зоне хребта Брукса). Как показано [England, Thompson, 1984], коллизионное (тектоническое) утолщение коры приводит к возрастанию на глубинах 30–40 км давления (до 9–11 кбар) и температур (700–1000 °C), что влечет за собой метаморфическое преобразование не только среднего, но и нижнего, базитового уровня коры. Последующий подъем гранулит-амфиболитовых фаций метапелитов в режиме декомпрессии (и ретроградного метаморфизма) способствовал их адиабатическому парциальному плавлению (мигматизации и гранитообразованию) [Harris et al., 2000]. Причины подъема глубинного материала в условиях геодинамической и термальной релаксации объясняются различно. Это может быть изостатическое воздымание резко увеличившегося в мощности коллизионного орогена (модель, разработанная для хребта Брукс [Toro et al., 2002]), а также диапиризм как результат всплывания более легкого материала [Dewey, 1988] или следствие термальной неоднородности [Розен, Федоровский, 2001]. Позднейшие сдвиговые перемещения, широко проявившиеся в Чукотско-Аляскинском регионе в конце мела–палеогене, способствовали дальнейшей

экзгумации куполов, что отражено в молодых датировках остывания интрузивных пород.

**Фронтальная Новосибирско-Врангеля-Геральда-Лисберна-Бруксовская зона** ограничивает с северо-востока Чукотскую зону Верхояно-Чукотского орогенного пояса.

Рассматриваемая зона представляет фронтальную часть деформированного в среднем мелу чехла эпикаледонской континентальной плиты, включая докембрийский кратон Арктида (см. рис. 2, вкл., 18). Образования этой зоны слагают полосу шириной до 400 км северо-западной ориентировки, которая на юго-западе по системе сдвигов примыкает к Чукотской зоне, а на северо-востоке надвинута на слабо деформированный чехол континентальной плиты, в пределах которого располагаются связанные с этим форлендом коллизионные бассейны Восточно-Сибирско-Северо-Чукотский и Колвилл (см. рис. 2, вкл., 18). Фронтальная зона вскрывается лишь на Аляске и островах этих морей, а на остальном шельфе прослеживается как ограничение извилистой чётковидной положительной аномалии гравитационного поля, расчленённой поперечными, северо-восточной ориентировки сдвигами на ряд сегментов. Корреляция сегментов затруднена вследствие фрагментарной обнажённости, сдвиговых перемещений, весьма небольшого объёма буровых и сейсмических работ на морском ложе. Поскольку большая часть фронтальной орогенической зоны размещается в пределах шельфов Восточно-Сибирского и Чукотского морей, информацию о её строении можно получить в пределах островов и наземной части континента. Рассматриваемая фронтальная зона достаточно условно разделена на несколько поперечных сегментов (с северо-запада на юго-восток): Новосибирский, Врангелевский, Геральд, Лисберн, Брукс. Ранее эти сегменты нередко рассматривались в качестве обособленных и различно развивавшихся террейнов. Однако более убедительными представляются воззрения о единой причине оформления форленда как краевой части среднемеловой орогенной системы. Общей чертой всех сегментов является покровно-надвиговое и чешуйчато-надвиговое строение верхнепротерозойского-среднемезозойского чехла эпикаледонской плиты, который обычно по детачменту сорван с фундамента. Эти структуры (с преобладающей северо-восточной вергентностью) оформились в интервале поздняя юра-средний мел. Наиболее убедительно они доказаны на о. Врангель, на п-ве Лисберн и в хребте Брукс. Аналогичные, хотя и плохо обнаженные, чешуйчато-надвиговые структуры отмечены и на Новосибирских о-вах [Парфенов, Кузьмин, 2001]. Рассмотрение зоны начинается с сегмента хребта Брукс, как единственно полно обнажённого.

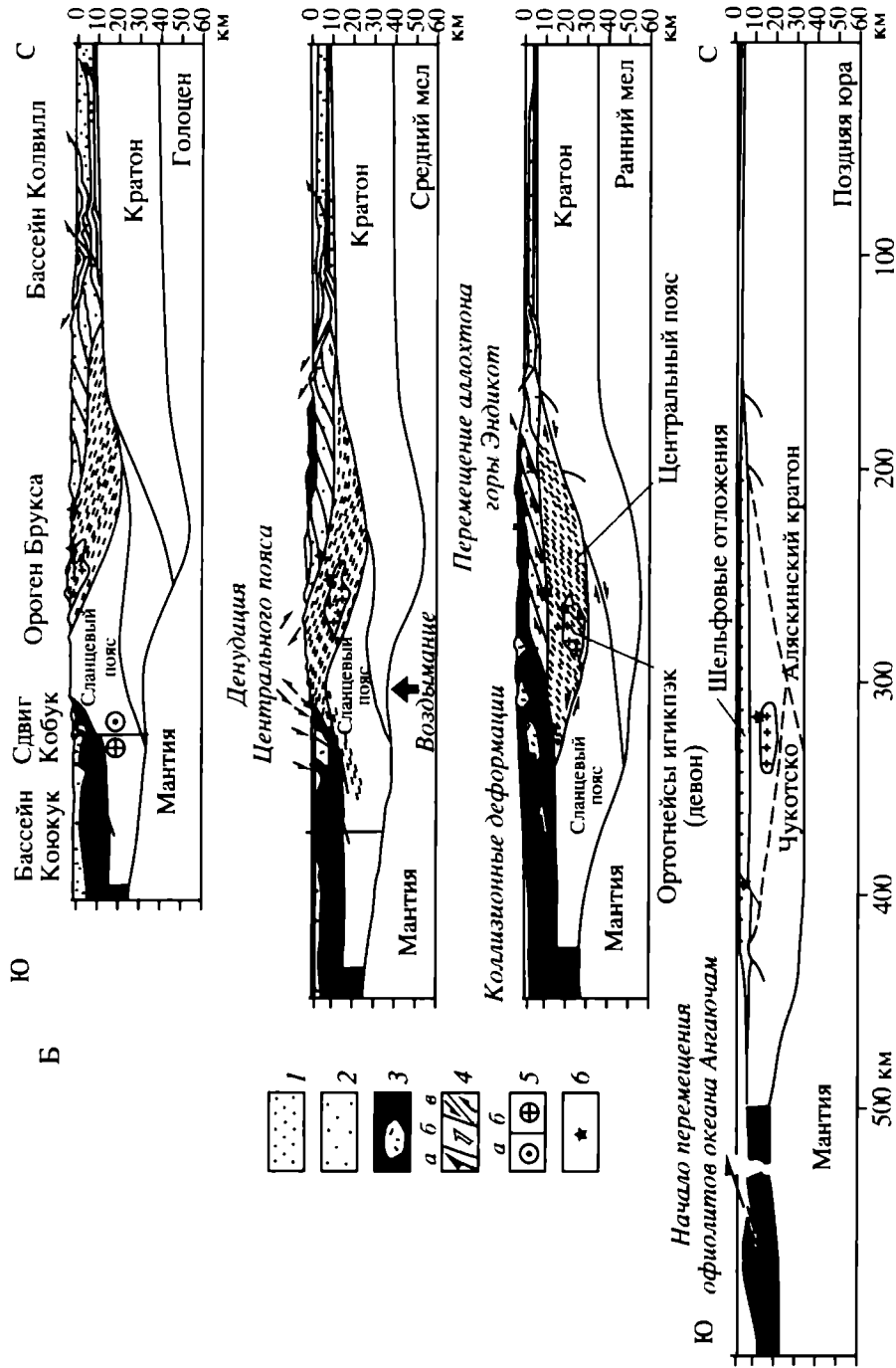




**Рис. 22.** Тектоническая схема орогенного сегмента хребта Брукс (А) и модель её формирования (Б) по профилю на рис. 22А [Togo et al., 2002]

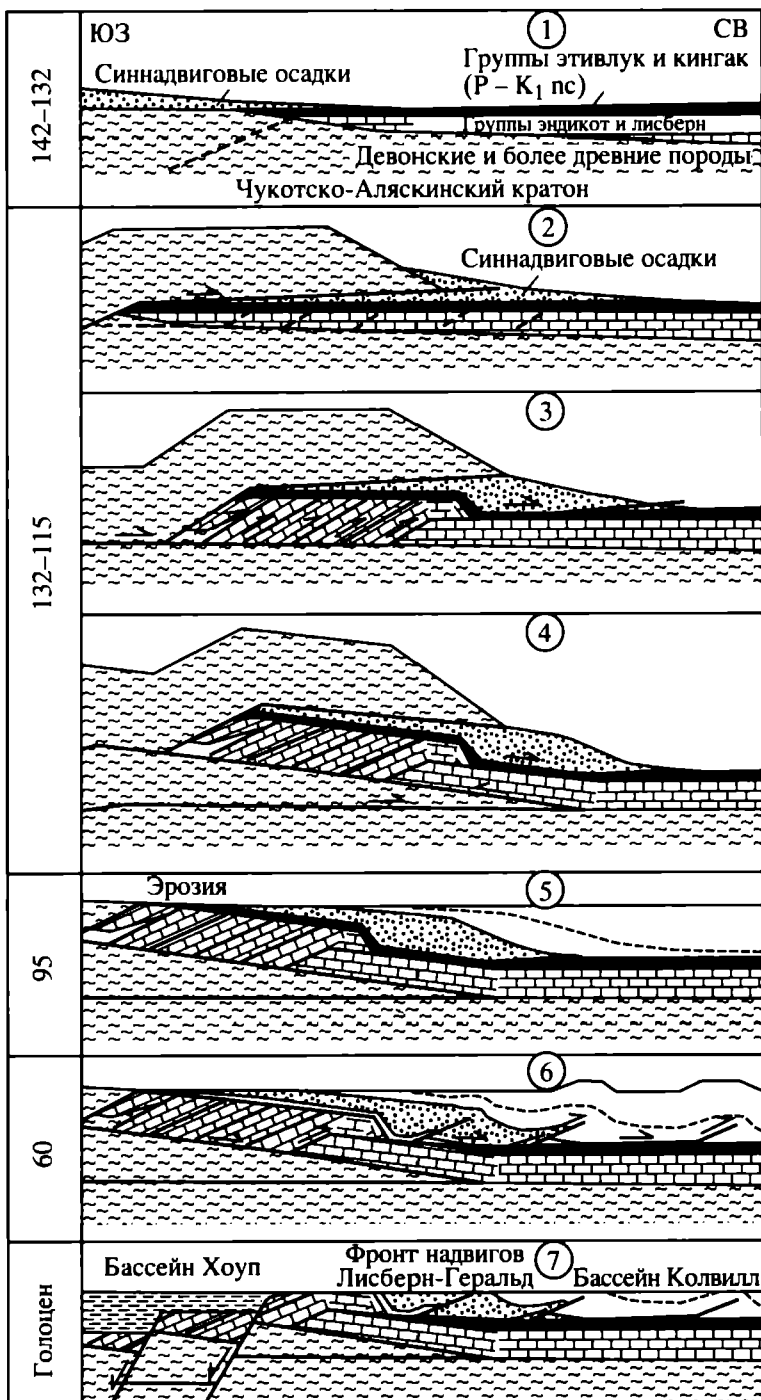
А. 1 – офиолиты океана Ангаючам; 2–5 – перемещённые тектонические пластины края эпикаледонской континентальной плиты: 2 – Сланцевый пояс, 3 – Центральный пояс, 4 – ортогнейсы девонского плутона, 5 – аллохтон гор Эндикот; 6 – мезозойские отложения нерасчленённые; 7 – тектонические границы (надвиги); 8 – надвиги системы главного detachmenta; 9 – сдвиг с указанием перемещения (стрелки); 10 – линии сейсмического профилирования; 11 – положение линии геологического профиля.

Б. 1 – меловые осадочные породы; 2 – отложения элсмирской и эндикотской групп нерасчленённые (девон-юра); 3 – океаническая и островодужная кора; 4 – надвиги: а – направление смещения пластины, б – относительное перемещение двух смежных пластин, в – направление главного шарьирования; 5 – сдвиг Кобук: а – движение на наблюдателя, б – от наблюдателя; 6 – изменение уровня размещения пород в процессе формирования орогена, по данным термохронологии; остальные условные обозначения см. на рис. 22А



Сегмент хребта Брукса протягивается в широтном направлении, ограничиваясь с севера выходом крупного внутрикорового detachmenta и синнадвиговым бассейном Колвилл, а с юга – юрско-среднемеловой коллизионной сутурой (сегмент Кобук), нарушенной более поздним одноимённым правым сдвигом [Moore et al., 2002; Nockleberg et al., 1994; Toro et al., 2002; и др.]. Структура сегмента хребта Брукс представляет пакет вергентных в северном направлении тектонических пластин (рис. 22), верхнее структурное положение в котором занимают разрозненные фрагменты офиолитового покрова; “корневые” его части находятся южнее, в коллизионной зоне закрывшегося в среднем мелу океана Ангаучам. В этом покрове тектонически совмещены чешуи палеозойских–верхнеюрских океанических и островодужных образований. Все остальные тектонические покровы сегмента Брукс являются шарьированными на север образованиями южного, аляскинского края континентальной плиты. Структурно ниже пластины офиолитов располагается пластина “горы Эндикот”, сложенная осадочными породами среднего девона–нижнего мела, которые вблизи detachmenta метаморфизованы в зелёносланцевой фации. Южнее (и структурно ниже) расположенная пластина Центрального пояса Брукса содержит хлоритовые и известковистые сланцы, метапесчаники, мраморы и метавулканиды условно позднепротерозойско-палеозойского возраста, а также антиформу ортогнейсов Игикпэк со средне-познедевонским возрастом протолита (см. рис. 22). Южнее и структурно ниже располагается пластина Сланцевого пояса Брукса, образованного метаосадочными и метавулканическими породами амфиболит-зелёносланцевой фации. Осадочные породы этого пояса рассматриваются в качестве чехла аляскинского шельфа, а вулканиды – как результат обдукции на этот шельф островодужных комплексов, начиная с интервала 171–142 млн лет [Toro et al., 2002], т.е. со средней юры.

Западнее расположенный меридиональный сегмент Лисберн (рис. 23) состоит из пакета вергентных на восток пластин, в которых принимают участие относительно глубоководные терригенные породы ордовика–силура, грабеновые субконтинентальные фации девона–карбона, карбонатно-терригенные породы карбона–перми, кремнисто-аргиллитовые породы триаса–юры (см. рис. 6). Нижнемеловые терригенные отложения, вначале являвшиеся неоавтохтоном (промежуточным), в дальнейшем также испытывали складчато-надвиговые дислокации. В чешуйчато-надвиговой структуре сегмента Лисберн с востока на запад появляются пластины все более древних пород, что расценивается как подъём к поверхности более глубинных уровней detachmenta. <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar дати-



**Рис. 23.** Модель формирования надвиговых сегментов Геральд-Лисберн, их фронтального детачмента, синнадвигового бассейна (западного продолжения бассейна Колвилл) и посторогенного бассейна Южно-Чукотского-Хоуп [Moore et al., 2002]

Этапы формирования (номера в кружках): 1 – поздняя юра–ранний неокон, 2–4 – неокон–ранний альб, 5 – поздний мел, 6 – конец мела–палеоген, 7 – эоцен–голоцен. Состав стратиграфических единиц см. рис. 6. Остальные объяснения в тексте

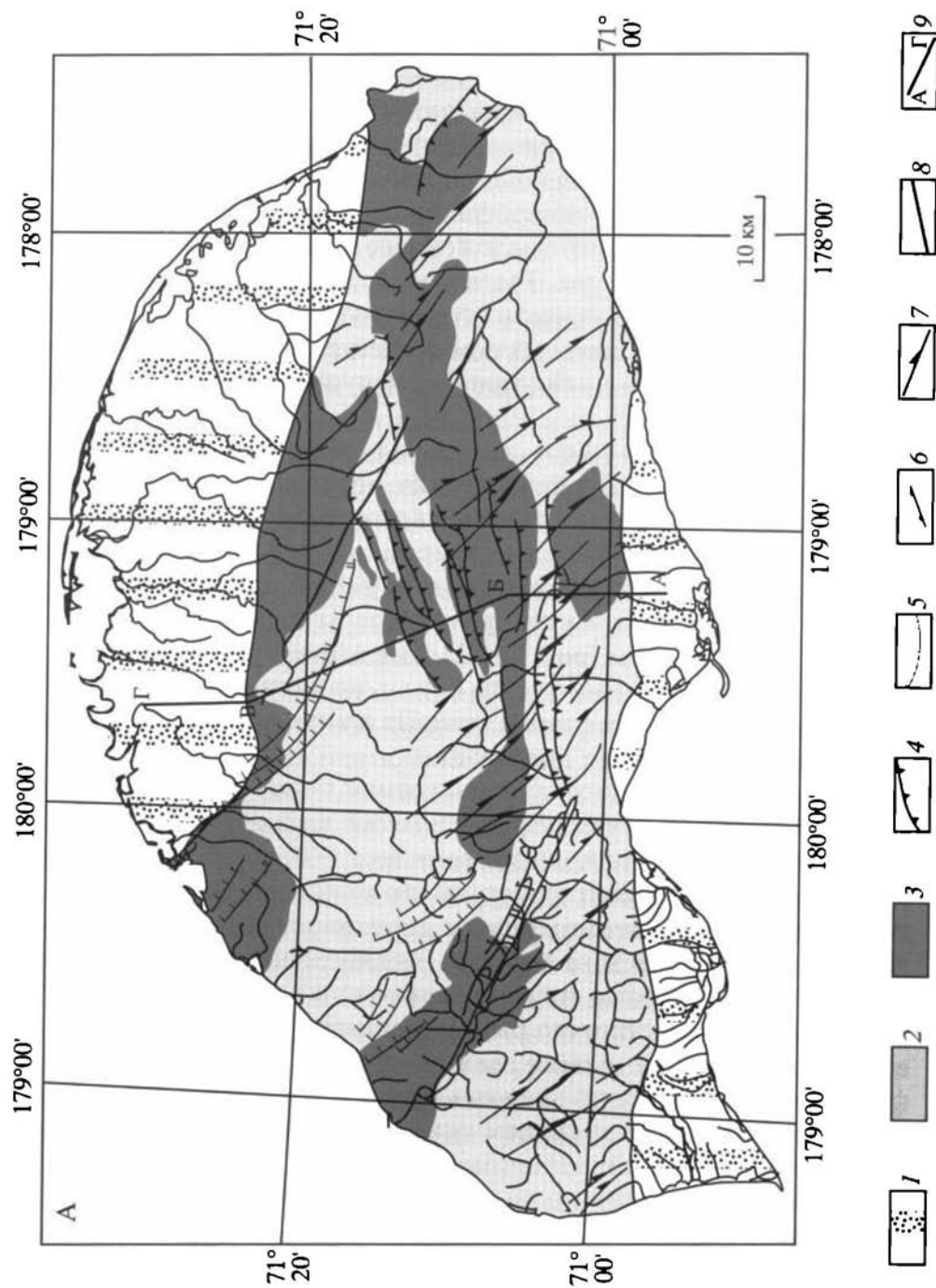
рование апатита в сочетании с геологическими данными показали, что интенсивное сжатие в сегменте Лисберн возникло после готерив-барремского морского осадконакопления, хотя по площади оно развивалось неодновременно и местами началось, возможно, еще в средней юре. Эпизод интенсивного регионального надвигообразования датируется поздним неокомом–аптом (132–121–115 млн лет) [Moore et al., 2002]. Эта орогения привела к коровому сокращению на 65% и резкому увеличению мощности, что реализовалось в оформлении дуплексов (см. рис. 23) и в погружении палеозойско-мезозойских пород на глубину 7–8 км. Глубинному захоронению способствовало также шарьирование на край континента мощных тектонических пластин (см. рис. 23), ныне размытых и в виде осадков заполнивших прогиб Колвилл. По термогеохронологическим данным, возникший при орогении горный массив испытал быструю интенсивную денудацию и уже к 115 млн лет были выведены породы с глубин 7–8 км к близповерхностному уровню с температурным режимом 200 °С. Быстрая эксгумация обусловила дальнейшее остывание этих пород до 70 °С. Сравнительно более медленная эксгумация продолжалась в течение позднего мела–голоцена, что привело к денудации ещё 2–3 км (см. рис. 23).

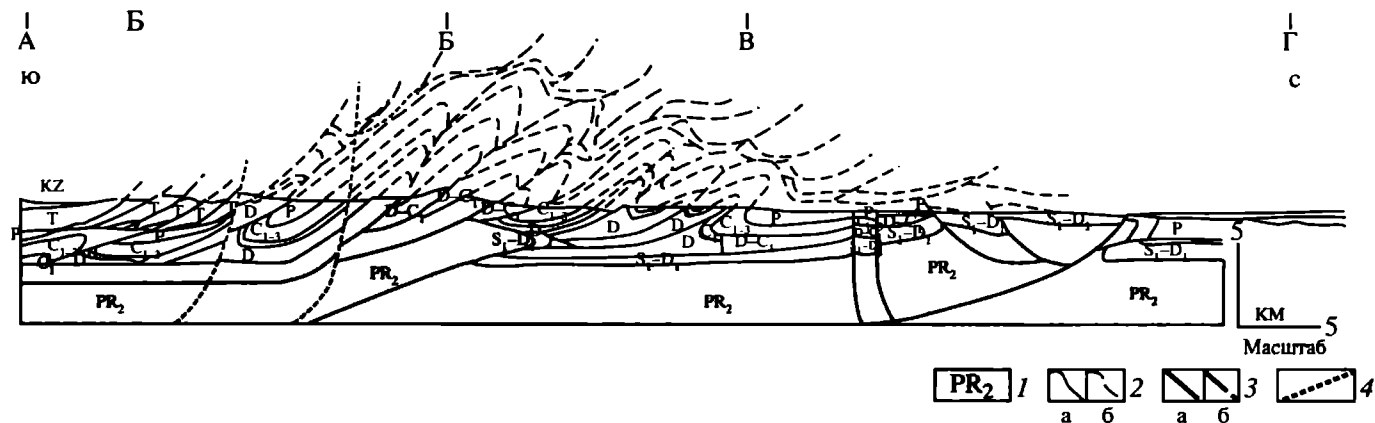
Из сравнения надвиговых структур сегментов Лисберна и Брукс следует их разновозрастность. Перемещение офиолитовых аллохтонов в хребте Брукс датируется неокомом, хотя началось оно в средней юре. Слои берриаса–готерива (144–132 млн лет) уже вовлечены в надвигообразование, продолжавшееся в барреме–апте. В породах сегмента Брукс отмечены пульсационные события остывания на  $100 \pm 5$ ,  $60 \pm 4$  и  $24 \pm 3$  млн лет. Первое из этих событий ограничено внутренней частью сегмента Брукс. Оно не обнаружено в сегменте Лисберн, где ныне вскрывается лишь фронтальная его часть. В целом же возраст, стиль и степень сжатия одинаковы в обоих сегментах, главный этап орогении в которых датируется средним мелом (поздним неокомом–ранним аптом). В обоих сегментах орогена процесс сжатия способствовал образованию дуплексов, захватывавших во времени все более глубокие (и более древние) уровни, и формированию горного массива (см. рис. 23). Последующая эксгумация утолщённой в результате сжатия колонны пород и их остывание до 70–60 °С также однотипны для обоих сегментов, как и образование единого фронтального синнадвигового бассейна. Следует подчеркнуть, что в ходе позднемеловой тектонической релаксации среднемелового горного орогенного массива происходила дальнейшая пропация на север фронтальных надвигов, их “накатывание” на недислоцированный чехол Чукотско-Аляскинского края континентальной плиты.

Сегмент Геральд ограничен разломами, сочетающими надвиги (8–15°) со сдвигами, возможно более поздними [Moore et al., 2002]. С гребня вала, отвечающего в современном рельефе фронту сегмента, драгированы осадочные, предположительно нижнепалеозойские породы. Установлено, что они вместе с нижнемеловыми отложениями надвинуты на север (с амплитудой 15 км) на альб-верхнемеловые терригенные породы западного продолжения бассейна Колвилл (см. рис. 2, вкл., 18). Главный detachment, по данным сейсмопрофилирования [Moore et al., 2002], располагается в фундаменте наложенного Южно-Чукотского-Хоуп бассейна на глубине 60 км. Третичные отложения этого бассейна перекрывают внутренние части сегментов Геральд и Лисберн, что свидетельствует о допалеогеновом возрасте фронтального надвигового пояса, который в кайнозое был нарушен в связи с присдвиговым растяжением.

Во Врангелевском сегменте (на о. Врангель) в последние годы в докембрийско-юрских породах установлено широкое развитие надвигов северной вергентности, сочетающихся со сдвигами [Косько, 2007; Kos'ko et al., 1993]. В целом эти породы образуют сложную совокупность надвигов и узких сжатых складок, опрокинутых на север, в пределы недеформированной эпикаледонской плиты (рис. 24). В этих структурах участвуют не только породы шельфового чехла плиты, но и различного генезиса комплексы фундамента плиты, которые в виде пластин были вовлечены в среднемеловые дислокации.

Примером тектонических совмещений пород различной генетической природы служит врангелевский верхнепротерозойский метавулканогенно-терригенный комплекс [Косько, 2007]. Можно говорить лишь об ориентировочной его мощности (около 2000 м), поскольку он включает интенсивно дислоцированные породы различного литологического состава (метавулканические, метаосадочные, метакарбонаты, плутонические тела), соотношения которых пока еще недостаточно расшифрованы. Значительный объем во врангелевском комплексе занимают амфиболовые, эпидот-амфиболовые и актинолит-эпидот-хлоритовые сланцы, образовавшиеся по эффузивам и силлам основного состава. С ними пространственно ассоциируют ортоамфиболиты, метаморфизованные габбро, габбро-долериты и долериты. Единственное определение возраста (по цирконам) составляет  $699 \pm 1$  млн лет [Косько, 2007]. Вся эта метаморфизованная базитовая вулканоплутоническая ассоциация является, скорее всего, индикатором океанической коры неопротерозойского океана. Вместе с тем во врангелевском комплексе присутствуют метаморфизованные (в амфиболитовой





**Рис. 24.** Тектоническая схема (А) и профиль по линии АБВГ (Б) Врангелевского сегмента фронтальной надвиговой зоны [Остров..., 2003]

А. 1 – кайнозойские отложения; 2 – складчато-надвиговые структуры в позднепалеозойских–триасовых породах; 3 – выходы докембрийских и среднепалеозойских пород во фронтальных частях надвигов; 4 – надвиги; 5 – взбросы; 6 – сбросы; 7 – сдвиги; 8 – прочие разломы; 9 – положение разреза, представленного на рис. Б

Б. 1 – верхний протерозой, врангелевский комплекс; 2 – границы стратиграфических подразделений: а – прослеженные, б – реконструированные; 3 – надвиги, сбросы: а – прослеженные, б – реконструированные; 4 – сдвиги



фации) эффузивы и туфы предположительно среднего и кислого составов, маркирующие, возможно, островные дуги в пределах этого океана. Коллизионные события при закрытии неопротерозойского океана и формировании байкалид можно предполагать в конце неопротерозоя, поскольку в пределах площадей развития врангелевского комплекса обнаружены гранитоиды повышенной щелочности, датированные 677–570 млн лет и имеющие, вероятнее всего, синорогенную природу [Косько, 2007].

Кроме фрагментов байкалид, врангелевский комплекс включает предположительно верхнепротерозойские метаморфизованные шельфовые породы докембрийского континента (возможно, Гипербореи). Они представлены альбит-актинолит-хлоритовыми и кварц-альбит-мусковит-хлоритовыми сланцами, чередующимися с аркозовыми метапесчаниками и эпидот-диопсидовыми мраморами и кальцифирами. В отдельных выходах метаморфизованных известняков, предположительно относящихся к врангелевскому комплексу, обнаружены единичные находки микрофитоцитов и водорослей, которые ориентировочно характеризуют позднепротерозойский–раннекембрийский интервал [Косько, 2007].

Палеозойский разрез в пределах о. Врангель представлен карбонатными, карбонатно-терригенными и терригенными породами, реже эвапоритами шельфового типа. Палеонтологически среди них доказано присутствие верхнесилурийских, девонских и каменноугольных отложений [Косько, 2007]. Верхнесилурийская–нижнедевонская толща (отделённая от протерозойского комплекса, видимо, кембро-раннесилурийским перерывом) представлена двумя фациями (400–500 м) – терригенной и карбонатной. Не исключен тектонический характер нижнего контакта этой толщи, как и других подразделений нижнего палеозоя. Средне-верхнедевонские отложения (200 м) включают аркозовые и полимиктовые песчаники, аргиллиты и алевролиты, реже известняки (с фауной живетского и франского ярусов) и мергели. Контакт с породами верхнего силура–нижнего девона неизвестен. Несогласно залегающая нижнекаменноугольная толща (350 м) сложена песчаниками и сланцами, сменяемыми по разрезу известняками (с фауной турнейского и визейского ярусов), гипсами, доломитами. К карбону условно отнесены морские известняки с прослоями аргиллитов мощностью 1500 м. Согласно залегающие выше пермские аргиллиты и известняки (1250 м) охарактеризованы фораминиферами и брахиоподами обоих отделов.

В разрезе палеозоя наряду с карбонатно-терригенными отложениями выделена специфическая терригенно-вулканогенная толща, которая условно отнесена к нижнему карбону [Kos'ko et al.,

1993]. Вулканиды принадлежат бимодальной ассоциации и, кроме эффузивов кислого и основного составов, включают лампрофиды. Эта толща, имеющая, вероятнее всего, рифтогенную природу, наиболее близка к группе эндикот, широко распространенной в Восточной Арктике и являющейся индикатором верхнедевонско-нижнекаменноугольного рифтогенеза.

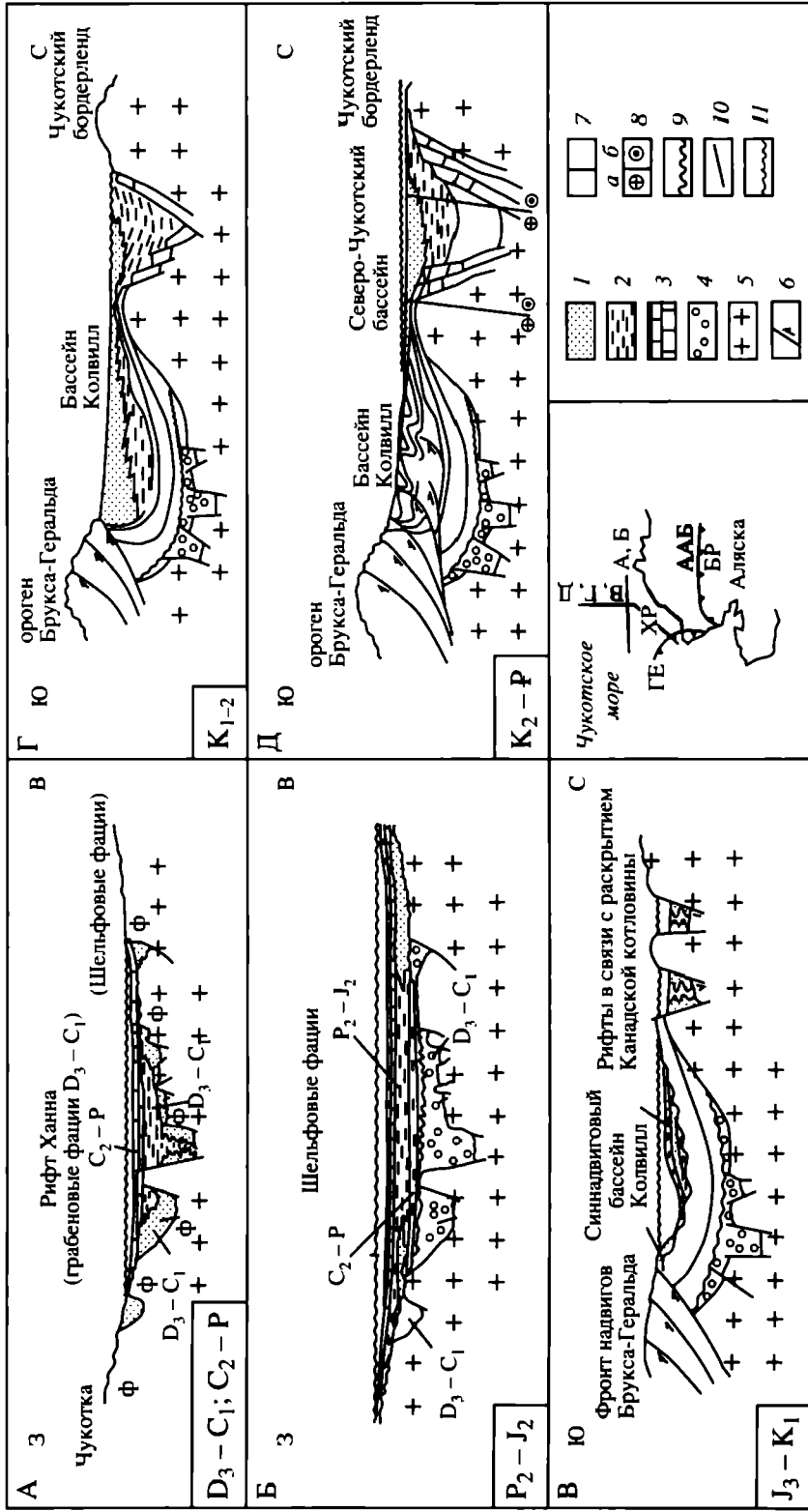
Из мезозойских отложений на о. Врангель палеонтологически доказано присутствие триасовых терригенных пород карнийского и норийского ярусов. Предполагается [Косько, 2007] их трансгрессивное залегание на более древних породах, но нельзя исключать и тектонических контактов триасового комплекса, оформившихся при позднеюрском–среднемеловом надвигообразовании. Триасовый комплекс о. Врангель, как и в пределах всей Восточной Арктики, обнаруживает черты возрастания режима глубоководности. Он включает аргиллиты, алевролиты, глинистые сланцы и песчаники мощностью не менее 2000 м. Характерно неравномерное распределение по площади глинистых сланцев. Локальное увеличение их объема свидетельствует, очевидно, о развитии в триасе структур континентального рифтогенеза, возникших на фоне общего погружения.

Расположенный северо-западнее Новосибирский сегмент зоны форленда (см. рис. 18) вскрывается на островах Восточно-Сибирского моря. Породы всего палеозойско-валанжинского разреза о. Котельный участвуют в единых дислокациях, образуя складки северо-западной ориентировки в сочетании с надвигами юго-западной и северо-восточной вергентности [Бондаренко, 2004; Парфенов, Кузмин, 2001]. Они нарушены правосторонними северо-западными и субмеридиональными сбросо-сдвигами. Позднемезозойский возраст дислокаций установлен на о. Столбовой, где постдеформационное структурное несогласие датировано концом раннего мела [Драчев, 1999, 2002]. В пределах плохо обнаженной территории о. Большой Ляховский, прилежащей к Южно-Аньюскому сегменту сутуры, можно предполагать присутствие вергентного в северных румбах пакета надвиговых пластин, в которых участвуют пермские, триасовые и юрские терригенные отложения дислоцированного чехла южного края континентальной плиты [Кузьмичев и др., 2006], а также шарьированные из закрывшегося океана покровы магматических пород основного и ультраосновного составов, частично изменённых в амфиболитовой и глаукофановой фациях [Бондаренко и др., 2003а; Каплан и др., 2001]. Доказана их океаническая и островодужная природы [Кузьмичев и др., 2005], однако точная датировка отсутствует, и можно лишь предполагать наличие здесь и палеозойских [Бонда-

ренко и др., 2003а; Драчев, 1999], и юрских [Кузьмичев и др., 2005] пород. Не исключено, что в шарьировании участвовали также турбидиты пред- или задуговых бассейнов Южно-Анжуйского океана, в которых среди обломков островодужных вулканитов трековым методом определён средне-позднеюрский возраст магматического циркона [Кузьмичев и др., 2006]. Чешуйчато-надвиговые структуры прорваны массивами апт-альбских гранитоидов. Что касается собственно фронтального надвига Новосибирского сегмента, то сейсмическими работами [Драчев и др., 2001] он установлен лишь в южной приадренной части купола Де-Лонга (см. рис. 18, пункт 8 профиля). Этот надвиг имеет здесь северную вергентность и сопровождается компенсационными дислокациями в виде *positive flower structures* [Драчев и др., 2001].

Вопрос строения западной части Новосибирского сегмента остаётся открытым, поскольку она нарушена северо-восточными составляющими позднемеловой–раннекайнозойской Хатанго-Ломоносовской трансформной зоны [Шипилов, 2004], к которой приурочены молодые осадочные бассейны (см. рис. 18). Бассейны с верхнемеловым–кайнозойским осадочным накоплением контролируются здесь также разломами северо-западной ориентировки; вероятнее всего, они входят в состав кайнозойской Лаптевоморской рифтогенной системы, продолжающей на шельфе структуры Евразийского бассейна [Драчев и др., 2001; Новейшая ..., 2000; и др.]. Определённо установлено, что Южно-Анжуйский океан не протягивался, как это нередко предполагалось, на территорию Центрально-Таймырской аккреционной зоны, поскольку в ней не обнаружено присутствия мезозойских офиолитовых и островодужных комплексов, а коллизия Карской плиты с Сибирским кратоном на этом участке датируется пермью.

**Фронтальные синнадвиговые бассейны** с молассами ранне-позднемелового возраста протягиваются цепочкой вдоль надвиговой зоны форленда, с северо-востока ограничивающей среднемеловую орогенную систему южного края древней континентальной плиты (см. рис. 2, вкл., 18). Местами эти бассейны возникли ещё в поздней юре. К этому типу принадлежит обширный (и практически единственно обнажённый) **бассейн Колвилл**, примыкающий к фронтальному надвигу сегмента Брукс. С севера он ограничивается сводом Барроу. На западе бассейн протягивается перед фронтом надвигов Лисберн и Геральд (см. рис. 18), несогласно перекрывая элсмирские орогенные структуры, а также меридиональный рифт Ханна и “запечатывающий” его чехол пенсильванско-мезозойских (включая нижненеокомовые) отложений (рис. 25). Формирование заполнявшегося молассами бассейна Колвилл происходило по



мере роста орогена Брукс, представлявшего область сноса (см. рис. 25). Первым малоамплитудным поднятиям соответствовали преимущественно тонкообломочные отложения апта–начала альба, сменившиеся в конце альба–позднем мелу более грубообломочными осадками. Общая мощность отложений бассейна Колвилл 5–8 км, западнее она сокращается до 1–2 км. Принято объединять их в брукский комплекс раннемелового–третичного возраста (разделённый предпалеоценовой поверхностью структурного несогласия), однако отложения собственно синнадвигового бассейна Колвилл охватывают интервал апт–начало позднего мела. По мере воздымания и “накатывания” на север фронтальных надвигов сегмента Брукс происходила пропаганда в этом же направлении осадков бассейна Колвилл (см. рис. 2, вкл.). При этом в дуплексно-чешуйчатые дислокации были вовлечены апт-альбские породы бассейна, которые первоначально представляли промежуточный неоавтохтон для надвигов хребта Брукс.

Судя по огромному объёму денудированных эксгумированных пород средне меловой орогенной системы, синнадвиговые фронтальные бассейны должны быть широко распространены на шельфе Восточно-Сибирского и Чукотского морей. К ним, возможно, относится выделенный при сейсмопрофилировании Восточно-Сибирский бассейн [Драчев и др., 2001], продолжение которого возможно на о. Большой Ляховский. Не исключено, что аналогичный преднадвиговой бассейн формировался в раннем мелу в основании кайнозойского синсдвигового Северо-Чукотского бассейна.



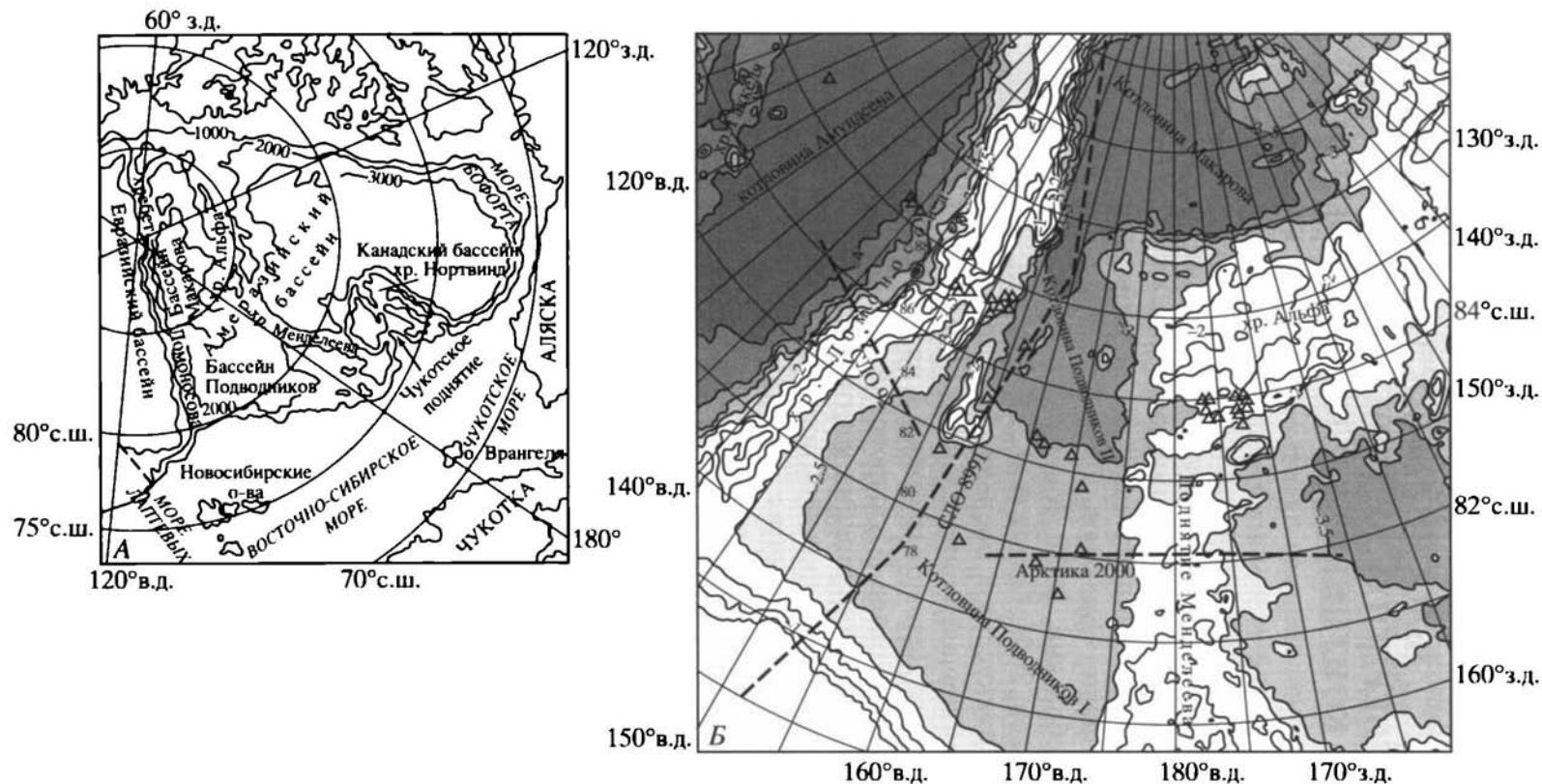
**Рис. 25.** Эволюция бассейнов различного генезиса в палеозое–палеогене (включая палеозойский рифт Ханна) в Восточно-Арктическом секторе эпикаледонской континентальной плиты (на современном шельфе Чукотского моря) (вертикальный и горизонтальный масштабы условные) [Sherwood et al., 2002 с дополнениями]

1 – песчаники; 2 – аргиллиты, алевролиты; 3 – известняки; 4 – фации рифта Ханна на профилях Б–Д; 5 – эпикаледонская плита, включая франклинский комплекс и кратон Арктида (Ф); 6 – надвиги (стрелки – направление перемещения); 7 – сбросы; 8 – сдвиги (а – движение от наблюдателя, б – к наблюдателю); 9 – границы стратиграфического несогласия; 10 – границы стратиграфических комплексов (включая несогласные); 11 – уровень моря. Врезка – расположение профилей на современном шельфе Чукотского моря и фронтальные надвиги Геральда (ГЕ) и Брукса (БР); затемнены поля бассейнов Арктической Аляски (ААБ) и Ханна (ХР)

**СТРУКТУРЫ ПОЛЯРНОЙ АРКТИКИ  
(БАССЕЙНЫ ВОСТОКА  
СЕВЕРНОГО ЛЕДОВИТОГО ОКЕАНА  
И ИХ КОНТИНЕНТАЛЬНОЕ ОБРАМЛЕНИЕ)**

Полярная область Восточно-Арктического региона занята обширными позднемезозойскими–кайнозойскими океаническими бассейнами, разобъёнными поднятиями, генезис которых трактуется неоднозначно [Богданов, 2004; Грамберг и др., 1993, 1997; Гуревич, Глебовский, 2004; Зоненшайн, Натапов, 1987; Соколов, 2009; Шипилов, 2004; Grantz et al., 1998; и др.].

Главная дискуссия в последние десятилетия разгорелась вокруг размера площадей определенных типов земной коры в котловинах Северного Ледовитого океана и на их обрамлении. Следует подчеркнуть, что ранее [Пущаровский, 1963, 1976] предполагалось широкое распространение континентальной коры на шельфах полярных морей, включая подводные хребты Ломоносова, Альфа, Менделеева, поднятие Чукотское-Нортвинд. Позднейшие исследования подтвердили эту точку зрения [Соколов, 2009; Филатова, Хаин, 2009; Шипилов, 2008; и др.], установив при этом, что подобный тип коры развит и в бассейне Подводников [Lebedeva-Ivanova et al., 2006]. Рассматриваемая территория охватывает южную часть позднеюрского–мелового Амеразийского бассейна (рис. 26), в состав которого входят разновозрастные бассейны более мелкого ранга: позднеюрский–раннемеловой Канадский и предположительно позднемеловые–раннекайнозойские Подводников–Макарова. Эти котловины разделены субмеридиональным поднятием Менделеева, продолжающимся далее в хребте Альфа. Восточнее к нему примыкает Чукотское поднятие (см. рис. 26). Для расшифровки структур Центральной Арктики решающее значение имели сейсмические работы в Амеразийском бассейне по программе “Трансарктика” в 1989–1992 и в 2000 г., в результате чего были выполнены три геотраверса общей протяжённостью 2300 км сейсмопрофилирования методом МПВ-ГСЗ по системе встречных и нагоняющих годографов – два субширотных: через хребет Ломоносова (“СЛО-92”) и поднятие Менделеева (“Арктика-2000”) и меридиональный (“СЛО-8991”) от поднятия Де-Лонга к Северному полюсу [Грамберг и др., 1993; Заманский и др., 1999; Пискарьев, 2004; Lebedeva-Ivanova et al., 2006; и др.]. Расстояние между



**Рис. 26.** Главные структуры Центральной Арктики (А) и расположение сейсмических профилей (пунктир) и точек измерения теплового потока (треугольники) в районе котловины Подводников (Б)

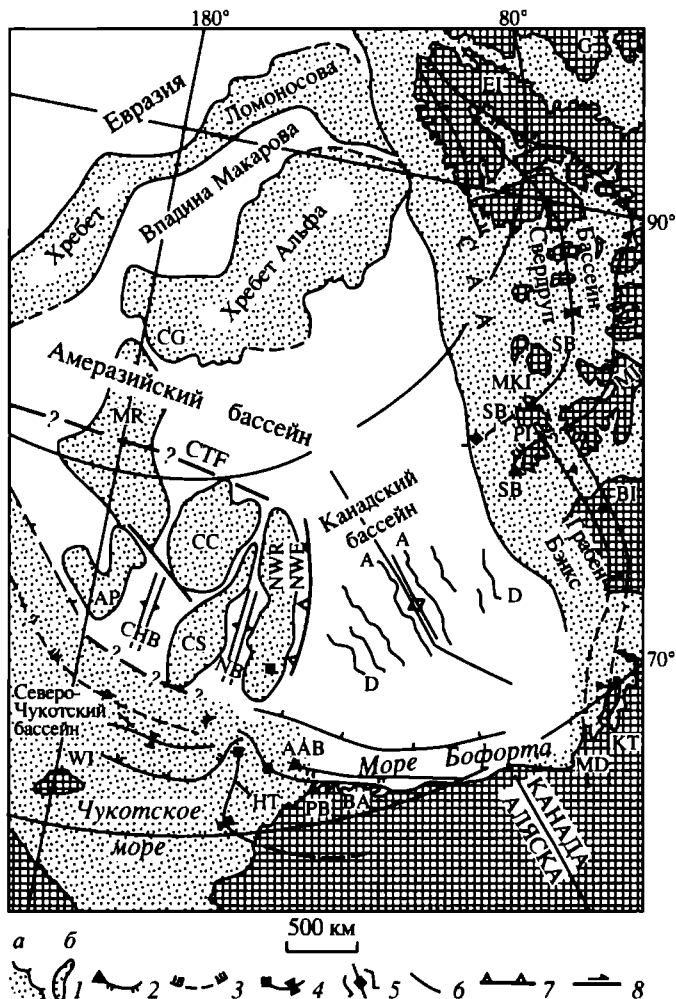
Тонкие линии – изобаты, степень концентрации серого цвета возрастает с глубиной [Хуторской и др., 2006]

регистраторами на широтных геотраверсах составляло 10 км, на меридиональном – 5 км. Сейсмические работы сопровождались аэрогравиметрическими, аэромагнитными исследованиями, а также изучением геотермического поля [Хуторской и др., 2006; и др.] и донных проб [Кабаньков и др., 2004]. Характеристика Канадского бассейна и обрамляющих структур основана на интерпретации данных сейсмопрофилирования и аэромагнитных аномалий, а также результатах буровых работ и донного опробования [Беляцкий и др., 2006; Вогт и др., 1984; Зоненшайн, Натапов, 1987; Гуревич и др., 2006; Embry, Dixon, 1990; Grantz et al., 1990, 1998; Taylor et al., 1981; и др.].

**Чукотское поднятие** (бордерленд) представляет фрагмент докембрийской континентальной плиты (см. рис. 2, вкл., 18), расположенный на юго-западном ограничении Канадского бассейна. В кайнозое это поднятие испытало растяжение, в связи с чем оно расчленено на ряд грабен и горстов (см. рис. 18). Если континентальная природа горстов не вызывает сомнений, то в грабенах утонение этой коры местами могло сопровождаться нарушением её сплошности, в связи с чем отдельным этим грабенам соответствуют интенсивные отрицательные аномалии  $\Delta g$ . Континентальная природа доказана [Косько и др., 2002; Grantz et al., 1998] для наиболее восточного горста – хребта Нортвинд, что может быть экстраполировано на всё Чукотское поднятие.

Хребет Нортвинд протягивается в север-северо-восточном направлении на расстоянии 600 км, имея ширину около 100 км и отделяясь от остальной части Чукотского поднятия одноимённым грабеном (рис. 27). Восточный фланг хребта возвышается над ложем смежной с востока Канадской котловины на 3500 м. Вершинная поверхность хребта Нортвинд (скрытая под морскими водами на глубинах 500–1200 м) слабо всхолмлена и наклонена в север-северо-восточном направлении. Сейсмические и гравиметрические данные [Grantz et al., 1998] выявили континентальную природу этого хребта-горста. Изучение донных проб юго-восточной части хребта Нортвинд [Grantz et al., 1998] обнаружило присутствие здесь кембро-ордовикских и верхнемиссисипских–пермских мелководных карбонатов шельфового типа, в которых по конодонтам выявлено 10 биостратиграфических зон. Поскольку фауна силура и девона не установлена, предполагается [Grantz et al., 1998] крупное предпозднедевонское несогласие. Подчёркивается литологическое сходство палеозойских пород хребта Нортвинд и разновозрастных отложений Канадского Арктического архипелага (см. рис. 5). Основываясь на этой корреляции, можно предположить, что широко распространённые в Восточной Арктике отложения силура и девона просто не попали в поле опробования при морских работах





**Рис. 27.** Расположение горста Нортвинд (NWR) в общей структуре обрамления Канадского бассейна [Grantz et al., 1998]

1 – границы континентальных окраин (а), океанических поднятий и хребтов (б); 2 – границы Арктической Аляски, Свердрупского и Северо-Чукотского бассейнов; 3 – граница предполагаемой океанической части Северо-Чукотского бассейна; 4 – оси бассейнов; 5 – симметричные магнитные аномалии и ось спрединга; 6 – отрицательная гравитационная аномалия; 7 – надвиги; 8 – сдвиги, стрелки – направление перемещения. ААВ – бассейн Арктической Аляски, АР – плато Арлис, ВА – свод Барроу, ВЛ – о. Бэнкс, САА – Канадский Арктический Архипелаг, СС – Чукотский горст, СГ – мыс Кооперейшн, СНВ – бассейн Чарли, CS – Чукотский вал, СТФ – предполагаемый трансформный разлом Чарли, ЕЛ – о. Элсмир, Г – Гренландия, НТ – грабен Ханна, КТ – грабен Кигмаллит, МД – дельта Маккензи, МЛ – о. Мелвилл, МКЛ – о. Маккензи Кинг, МР – поднятие Менделеева, НВ – бассейн Нортвинд, NWE – склон хребта Нортвинд, NWR – хребта Нортвинд, РВ – пункт Барроу, РЛ – о. Принц Патрик, СВ – бассейн Свердруп, ВЛ – о. Врангеля; сетка – суша

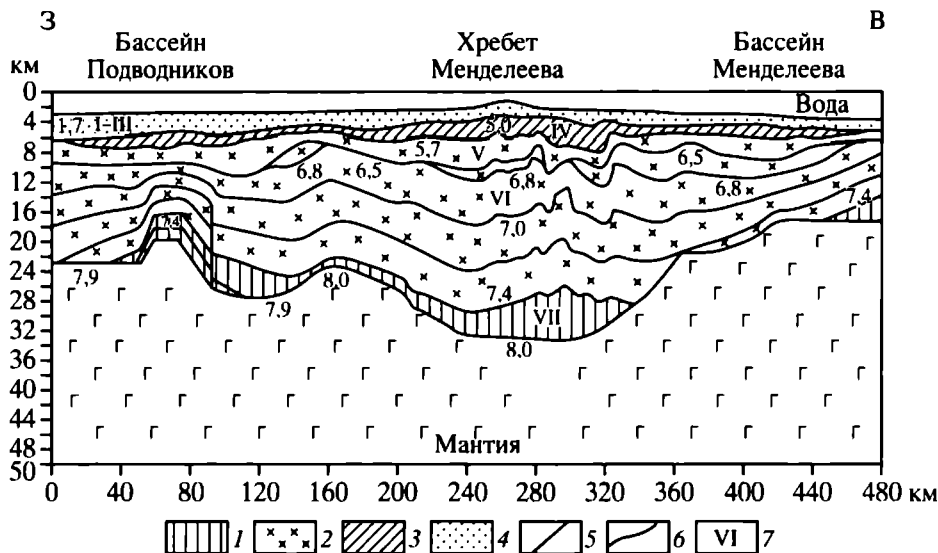
на хребте Нортвинд. Триасовые алевролиты, песчаники и аркозовые турбидиты содержат фауну раннего–позднего триаса и по литологии также сходны с триасовыми отложениями Канадского Арктического архипелага. Судя по конодонтам, эти осадки принадлежали внешней части шельфа.

Различия начинаются с юрских пород. В хребте Нортвинд они представлены пелитами и идентифицированы как грабенные фации начала рифтогенного этапа образования Канадского бассейна. По фауне (фораминиферам) доказано присутствие лишь верхнеюрских (оксфорд-титонских) пород. Однако поскольку восточнее, в грабене Динкум на окраине Канадского бассейна, установлены пелиты геттанга, предполагается, что разновозрастные грабенные фации могут присутствовать и в хребте Нортвинд, и именно с этого времени начался в этом бассейне процесс рифтогенеза. Эти данные (в совокупности с анализом магнитных аномалий в Канадском бассейне) свидетельствуют о том, что начало формирования горста Нортвинд (и всего Чукотского поднятия в целом) связывается с раннеюрским рифтогенезом, а окончательное структурное обособление этого поднятия от территории Канадского Арктического архипелага датируется поздней юрой–аптом, т.е. интервалом спрединга в Канадском бассейне.

Апт-альбский интервал в хребте Нортвинд включает глинистые сланцы с морской фауной. Сеноман-туронские породы представлены туфогенными песчаниками и пепловыми туфами кислого состава (с кварцем, плагиоклазом и биотитом в кристаллокластике). Туфы принадлежат известково-щелочной серии.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  датировка их  $90,6 \pm 2,1$  млн лет. К-Аг определения из туфа на шельфе Чукотского моря показали интервал  $95,2 - 92,1 \pm 1,2$  млн лет [Grantz et al., 1998]. Подобные пепловые туфы носят дистальный характер, в связи с чем в качестве их источника можно предположить меловой вулканизм Охотско-Чукотского окраинно-континентального пояса. На уровне раннего эоцена регистрируется пик подъема горста Нортвинд. Более молодые кайнозойские отложения – турбидиты и алевролиты с бентоносными фораминиферами миоцена–раннего плиоцена.

Корреляция палеозойско-нижнемезозойских отложений Канадского Арктического архипелага и горста Нортвинд показывает, что последний (как и всё Чукотское поднятие в целом) до поздней юры входил в состав единой континентальной плиты, которая лишь в позднем мезозое была нарушена арктическими бассейнами.

Относительно генезиса **поднятия Менделеева** существуют различные мнения: в частности, его относят к островодужным структурам [Зоненшайн, Натапов, 1987] или идентифицируют как

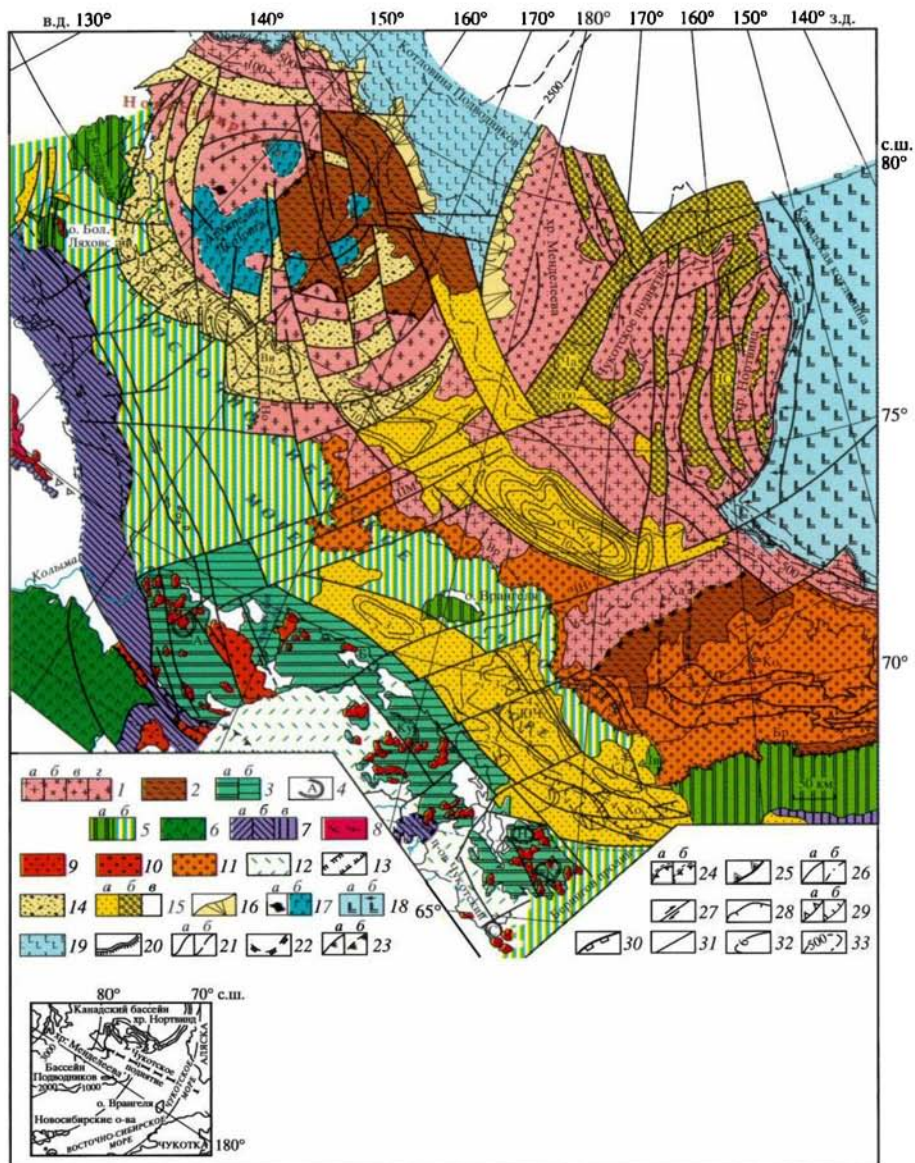


**Рис. 28.** Строение земной коры через южную часть бассейна Подводников и поднятия Менделеева по геотраверсу “Арктика-2000” [Lebedeva-Ivanova et al., 2006]

1 – “коро-мантийная смесь”; 2 – предполагаемая континентальная кора; 3 – предполагаемый шельфовый чехол палеозойских терригенно-карбонатных пород; 4 – мезозойско-кайнозойские существенно терригенные породы; 5 – разломы; 6 – границы сейсмослоёв и скорости Р-волн, км/с; 7 – номера сейсмокомплексов

фрагмент континентальной коры. Последняя точка зрения подтверждена комплексными работами по геотраверсу “Арктика-2000”. Установлено [Lebedeva-Ivanova et al., 2006], что мощность коры этого поднятия 32 км (рис. 28), сокращаясь к западу и востоку соответственно до 20 и 13 км. Осадочный (предположительно мезозойско-кайнозойский) чехол верхней части поднятия Менделеева мощностью до 3,5 км включает сейсмокомплексы I–III со скоростью продольных волн 1,7–3,6 км/с. Сейсмокомплекс II идентифицирован как основание верхнего олигоцена. Подстилающий сейсмокомплекс IV (мощность 4 км, скорость 5,0–5,4 км/с) имеет альтернативную интерпретацию: это или высокоскоростные осадочные породы (возможно, карбонаты) или базальтоиды 2-го слоя океанической коры. Проведённое донное опробование подтвердило первый вариант, и комплекс IV отнесён к палеозойскому чехлу [Lebedeva-Ivanova et al., 2006]. Нижележащие сейсмокомплексы V (мощность 4 км и скорость 5,9–6,4 км/с) и VI (мощность 19–20 км и скорость 6,7–7,3 км/с) рассматриваются в качестве соответственно “гранито-гнейсового” верхнего и “гранулит-базитового” нижнего слоёв земной коры поднятия Менделеева. Над мантией (скорость 7,9–8,0 км/с) располагается комплекс VII – слой “коро-мантийной смеси” (мощность 7 км, скорость 7,4–7,8 км/с).

# **ИЛЛЮСТРАЦИИ**



**Рис. 2. Тектоническая карта Восточной Арктики**

**1, 2 – эпикаледонская континентальная плита (восточно-арктическая часть Лавруссии в составе Пангеи): 1 – Гиперборейский (Арктида) эпигренвилльский краток (с фрагментами байкалит) со слабодеформированным верхнепротерозойско-мезозойским чехлом в пределах: (а) – шельфов Восточно-Сибирского и Чукотского морей, (б) – поднятия Менделеева, (в) – Чукотского поднятия, (з) – с чехлом, нарушенным меловым магматическим куполом Де Лонга; 2 – фрагменты каледонских орогенных поясов; 3–11 – Верхояно-Чукотско-Североаляскинский позднеюрский–среднемеловой орогенный пояс: 3–5 – Но-**

воисибирско-Чукотско-Бруксовская орогенная система (деформированная окраина палеозойской плиты): 3 – внутренняя Чукотская зона с интенсивно деформированным чехлом континентальной плиты и гранито-гнейсовыми куполами на суше (а), предполагаемая на шельфах полярных морей (б), 4 – меловые гранито-гнейсовые купола (А – Алярмаутский, К – Кооленьский, Ку – Кузквунский, Н – Нешканский, С – Сенявинский), 5 – фронтальная Новосибирско-Врангелевско-Геральдовско-Лисберна-Бруксовская зона с деформированным чехлом континентальной плиты на суше (а), предполагаемая в пределах шельфов полярных морей (б), 6, 7 – *Верхояно-Колымская межконтинентальная коллизионная система и ограничивающая ее среднемеловая сутура*: 6 – складчато-покровные структуры в палеозойско-неокомовых островодужных, окраинноморских и океанических комплексах, 7 – сегменты среднемеловой сутуры: Колымской Петли (а), Южно-Ануйской, в том числе под чехлом мел-кайнозойских отложений (б), Кобук (в), 8 – *Верхоянская орогенная система* (деформированная окраина Сибирского кратона), 9–11 – *магматические породы и бассейны, обусловленные среднемеловым (позднекиммерийским) орогенезом*: 9 – раннемеловые синколлизийные гранитонды, 10 – син- и постнадвиговые коллизийные бассейны, бассейны типа пулл-апат с турбидитовыми и терригенно-олистостромовыми комплексами, 11 – фронтальные (передовые) синнадвиговые бассейны с меловыми терригенными комплексами чешуйчато-надвиговой структуры; 12 – *Охотско-Чукотский альб-верхнемеловой магматический окраинно-континентальный пояс*; 13–17 – *палеозойские-кайнозойские бассейны континентального растяжения на шельфах полярных морей и сопутствующий магматизм*: 13 – девонские рифтогенные грабены с вулканогенно-терригенными комплексами, 14 – меловые дуговые и радиальные грабены магматического купола Де-Лонга с терригенными и вулканогенно-терригенными комплексами, 15 – рифтогенные и синсдвиговые бассейны меловые-кайнозойские в пределах чехлов и островов Восточно-Сибирского, Чукотского морей и окраин континента (а), кайнозойские в пределах поднятий Менделеева и Чукотского (б), неоген-четвертичные на наземной части континента (в), 16 – меловые-кайнозойские бассейны континентальных склонов и подножий, 17 – базальтоиды и бимодальные вулканические ассоциации внутриплитного типа нижнемеловые и кайнозойские нерасчлененные на островах (а) и шельфах полярных морей (предполагаемые по магнитометрическим данным) (б); 18, 19 – *Амеразийский океанический бассейн в составе современного Северного Ледовитого океана*: 18 – *Канадский бассейн с позднеюрской-среднемеловой океанической (или субокеанической) корой, перекрытой чехлом верхнемеловых-кайнозойских терригенных пород* (а), зона поддвига Нортвинд (предполагаемая неразвившаяся мезозойская зона субдукции) (б), 19 – *бассейн Подводников с предположительно меловой-раннекайнозойской субокеанической корой, перекрытой чехлом верхнемеловых-кайнозойских пород*; 20 – границы между областями с океанической и континентальной корой (бергштрихи обращены в сторону котловин Амеразийского бассейна); 21 – границы структурно-вещественных комплексов: прослеженные (а), предполагаемые (б); 22 – предполагаемые тектонические границы фрагментов каледонских орогенных поясов; 23 – фронтальные надвиги коллизийной сутуры Колымской Петли и Южно-Ануйской-Кобук: прослеженные (а), предполагаемые по магнитометрическим данным (б); 24 – фронтальный надвиг Новосибирско-Чукотско-Бруксовской орогенной системы: прослеженный (а), предполагаемый (б); сегменты надвига (Но-Новосибирский, Вр-Врангелевский, Ге-Геральда, Ли-Лисберна, Бр-Брукса); 25 – надвиг Нортвинд; 26 – левосторонние сдвиги Южно-Ануйской системы: прослеженные (а), предполагаемые по магнитометрическим данным (б); 27 – сдвиги прочие с указанием направления перемещения (пунктир – предполагаемые разломы); 28 – сбросы; 29 – чешуйчато-надвиговые структуры (а), сбросы (б) в мел-кайнозойских бассейнах; 30 – дуговые разломы ограничения мелового-кайнозойского купола Де-Лонга; 31 – разломы недифференцированные; 32 – предполагаемые изопакиты осадочных пород (мощность, км) в мел-кайнозойских бассейнах; 33 – изобаты, м. Бассейны: НС-Новосибирский, Ви-Вилькицкого, Ко-Колвилл, НО-Нортвинд, СЧ-Северо-Чукотский, ХА-Ханна, Хо-Хоуп, ЧА-Чарли, ЮЧ-Южно-Чукотский. Системы разломов: ПМ-Певекско-Менделеевская, ЧН-Чукотско-Нортвиндская. Врезка – рассматриваемая часть Северного Ледовитого океана и государственная граница РФ и США

Масштаб 1 : 2 500 000, составлена в 2008 г. в Геологическом институте РАН, ответственные редакторы В.Е. Хаин, Н.И. Филатова



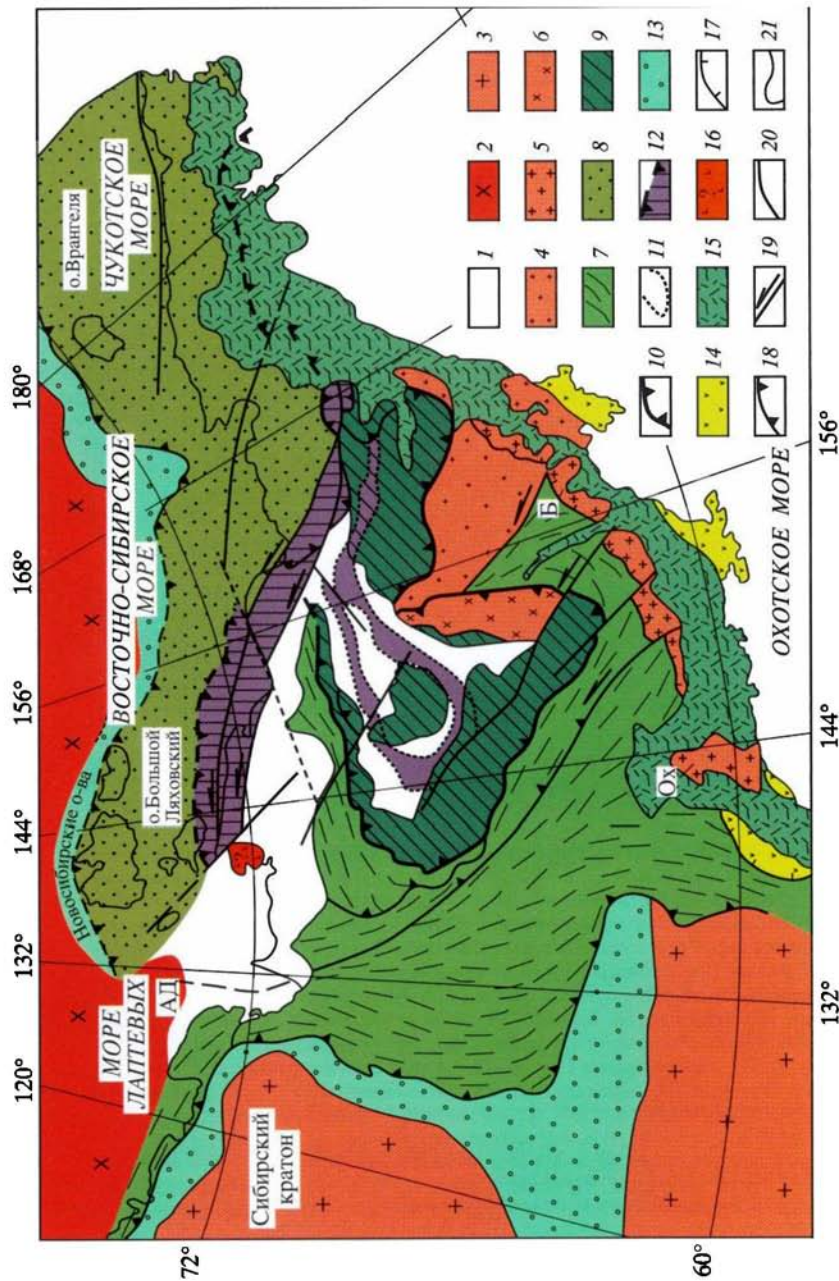
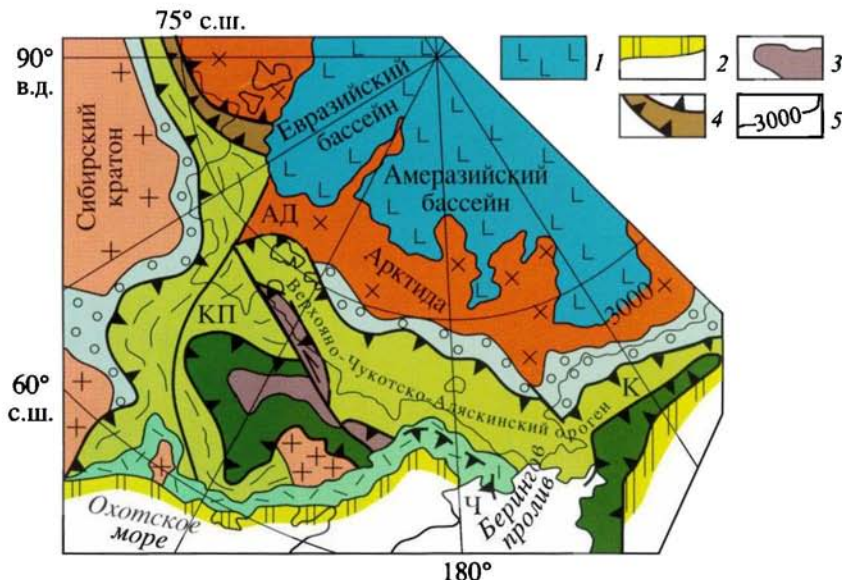


Рис. 10. Схема тектонического районирования Верхояно-Чукотского позднесиммерийского коллизонного орогенного пояса; составлена с использованием материалов [Оксман, 1998; Парфенов, Кузьмин, 2001; Соколов, 2003; Филатова, 1998; и др.]

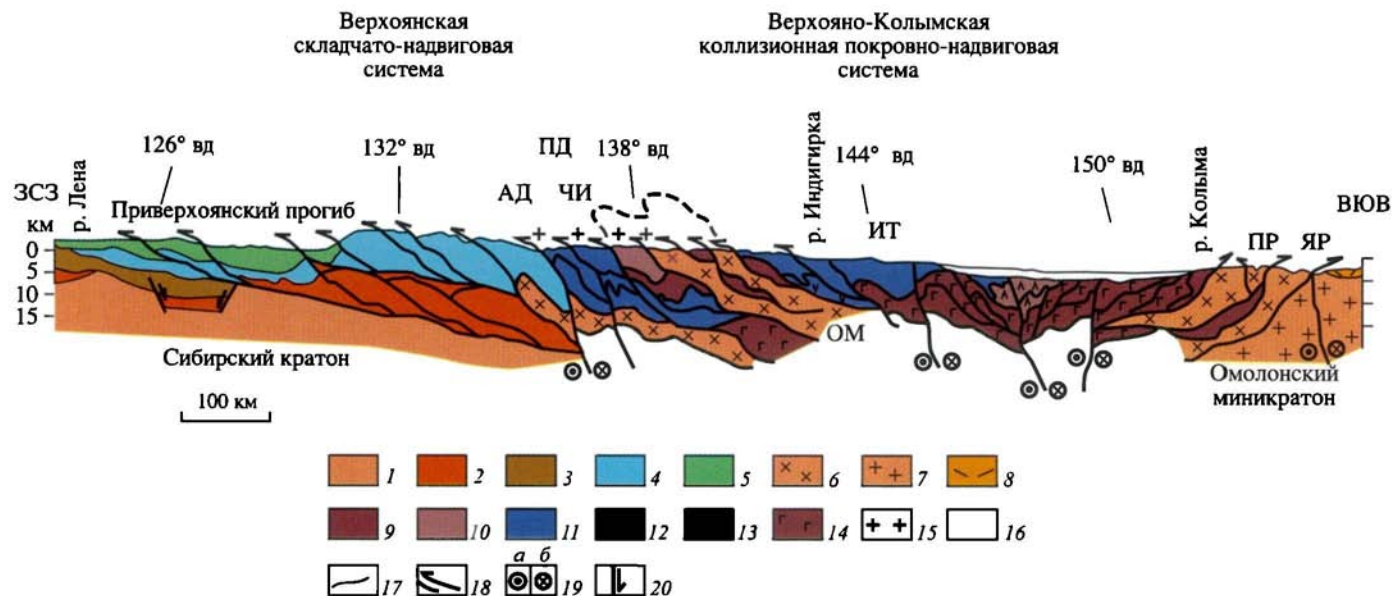


**Рис. 11.** Тектоническая позиция Верхояно-Чукотско-Аляскинского позднекеммерийского орогенного пояса между кратонами Сибирский и Арктида и среднемиловым Охотско-Корякским аккреционно-коллизийным орогенным поясом периферической области Тихого океана

1 – юрско-кайнозойская океаническая и субокеаническая кора; 2 – среднемиловый Охотско-Корякский орогенный пояс периферической области Тихого океана (граница с южнее расположенным ларамийским орогенным поясом (белое поле) не показана); 3 – «корневая» зона коллизийной сuture Верхояно-Колымской орогенной системы; 4 – Центрально-Таймырская зона (байкальские, каледонские, герцинские и среднемиловые покровно-надвиговые структуры нерасчленённые); 5 – изобаты, м; сегменты коллизийной сuture: КП–Колымской Петли, ЮА–Южно-Анжуйский, Ч–Чукотский, К–Кобук, АД–Адыча-Тарынский надвиг, трансформированный в сдвиг; остальные условные обозначения см. на рис. 10. Эпигренвилевский кратон Арктида показан с включением фрагментов байкальских и каледонских (скандского, элсмирского) орогенных поясов. Позднемиловые-кайнозойские разломы не показаны

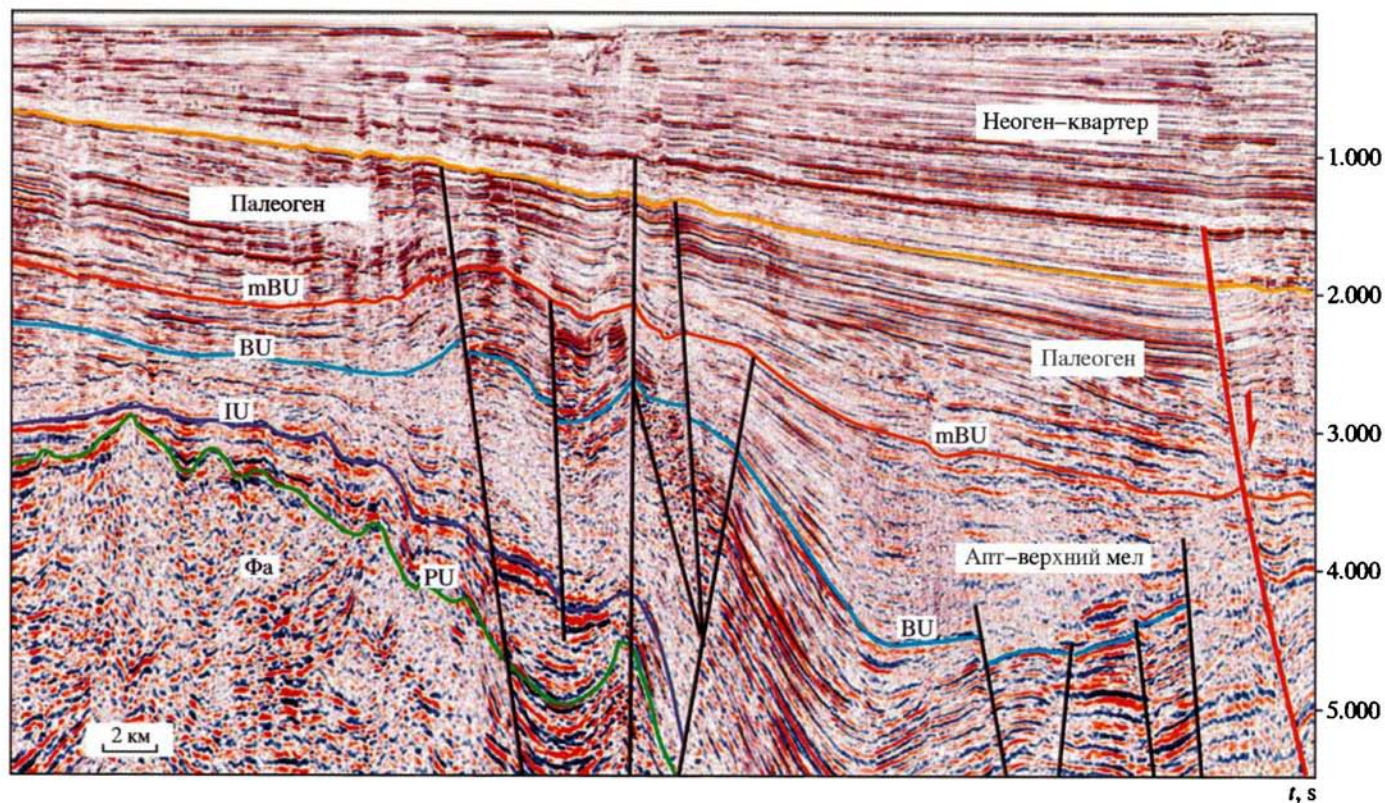
1 – верхнемиловые-кайнозойские отложения нерасчленённые; 2 – Чукотско-Аляскинская континентальная микроплита (фрагмент кратона Арктиды); 3 – Сибирский кратон; 4 – Омолонский миникратон; 5 – Охотский (Ох) и Балычганский (Б) микрократоны; 6 – Приколымский кратонный тектонический блок; 7–12 – Верхояно-Чукотский среднемиловый орогенный пояс: 7 – Верхоянская складчато-надвиговая система (деформированный край Сибирского кратона), 8 – Новосибирско-Чукотско-Бруксовская складчато-надвиговая система (деформированный край кратона Арктида), 9–12 – Верхояно-Колымская покровно-надвиговая система: 9 – периферическая часть системы, 10–12 – коллизийный шов, ограничивающий Верхояно-Колымскую орогенную систему: 10 – надвиги внешней зоны сuture Колымской Петли (пунктир – здесь и далее разломы предполагаемые), 11 – «корневые» части сuture Колымской Петли, предполагаемые по магнитометрическим данным [Карта..., 2004], 12 – область преимущественного развития офиолитов, включая Южно-Анжуйский сегмент сuture и внешнее его ограничение; 13 – фронтальные (передовые) синнадвиговые прогибы Верхояно-Чукотского орогена; 14 – Удско-Мургалско-Северокорякский верхнеюрский-готеривский островодужный магматический пояс; 15 – Охотско-Чукотский меловой окраинно-континентальный магматический пояс; 16 – участок предполагаемого мелового внутриплитного магматизма; 17 – надвиги, связанные со среднемиловой аккреционно-коллизийной орогенцией по периферии Тихого океана; 18 – надвиги прочие; 19 – сдвиги (стрелки – направление перемещения); 20 – разломы прочие; 21 – геологические границы. АД – Адыча-Тарынский надвиг, трансформированный в сдвиг





**Рис. 14.** Схематический геологический профиль через коллизионный шов Колымской Петли по линии восточная окраина Сибирского крона-коллизионный шов Колымской Петли-Омолонский миникратон (примерно вдоль широты Полярного круга, меридианы указаны на профиле); составлен с использованием материалов [Государственная..., 1991; Карта..., 2004; Оксман, 1998; Парфенов, Кузьмин, 2000]

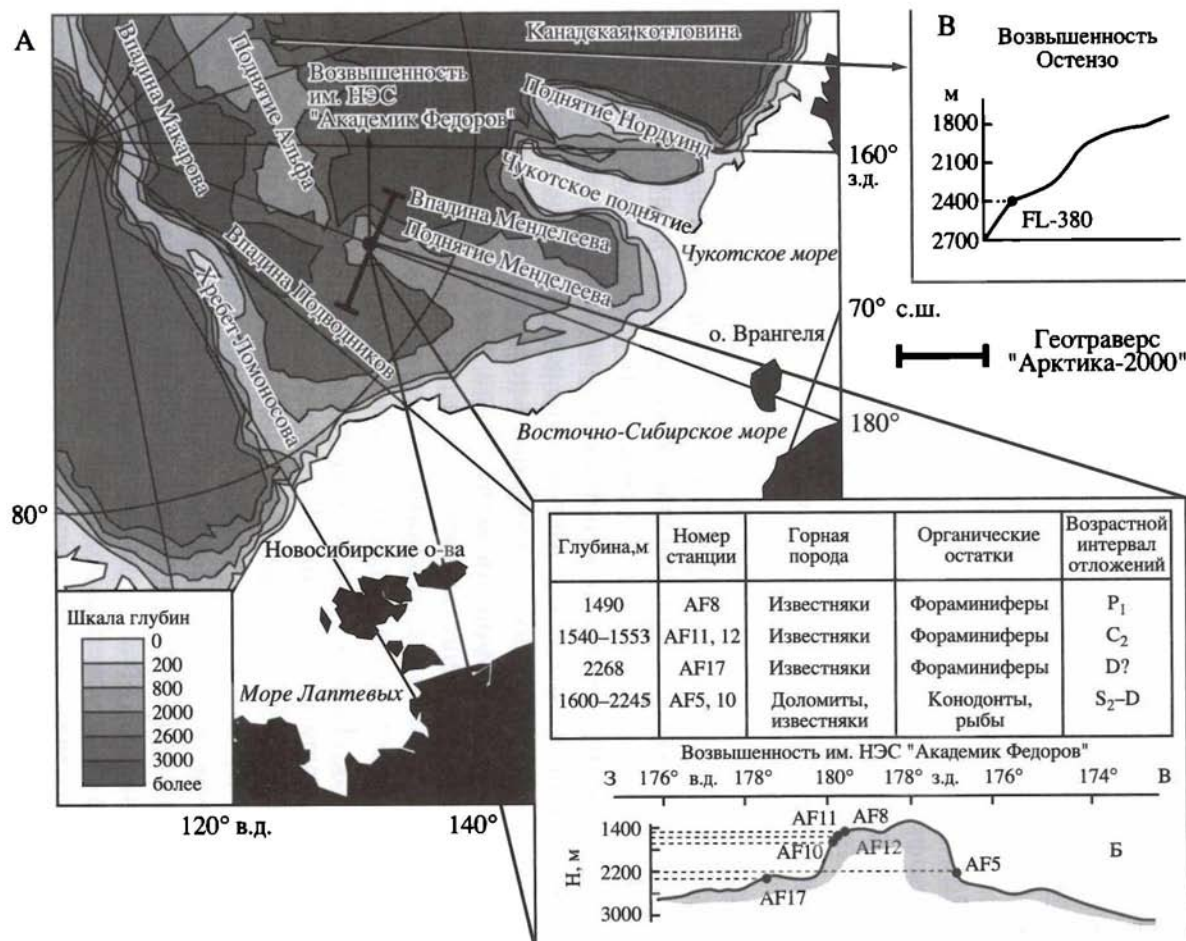
1-5 - Сибирский крон: 1 - кристаллический фундамент, 2 - неопротерозойские-нижнепалеозойские карбонатные породы чехла, 3 - среднедевонские-нижнекаменноугольные осадочно-вулканогенные рифтогенные образования, 4 - каменноугольно-пермские терригенные породы верхоянского комплекса (деформированные в пределах Верхоянской складчато-надвиговой системы), 5 - верхнеюрские-нижнемеловые терригенные отложения Приверхоянского краевого прогиба; 6 - пластины и блоки - отторженцы Сибирского крона с палеозойским терригенно-карбонатным чехлом: Омолонский (ОМ), Приколумский (ПР); 7 - Омолонский миникратон с чехлом рифейских-мезозойских отложений; 8 - бимодальная ассоциация вулканитов среднего-позднего девона (кедонская серия); 9-15 - образования коллизионного шва Колымской Петли: 9 - нижнепалеозойские офиолиты, 10 - верхнепалеозойские-среднеюрские кремнисто-терригенно-вулканогенные породы океанического и (или) окраинноморского генезиса (Нагонджинская пластина), 11 - юрские терригенные и туфогенно-терригенные породы окраинноморского и преддугового генезиса, частично подножий континентального склона (ПД-Полоусненско-Иньяли-Дебинская пластина, ИТ-Илинь-Тасская синформа), 12 - юрские островодужные вулканиты, 13 - палеозойские и мезозойские островодужные и окраинноморские вулканогенно-терригенные комплексы нерасчленённые, 14 - палеозойские и мезозойские комплексы офиолитов нерасчленённые "корневой" зоны сuture Колымской петли (маркируется интенсивной положительной магнитной аномалией), 15 - зона позднеюрско-раннемелового метаморфизма, гранитизации и мигматизации (знак над профилем); 16 - меловые-кайнозойские вулканогенные и терригенные породы нерасчленённые; 17 - граница стратиграфическая и интрузивная; 18 - надвиги (стрелка - направление перемещения), пунктирная линия - подошва шарьяжа палеозойско-мезозойских офиолитов во внешней зоне сuture Колымской Петли; 19 - сдвиги: а - движение к наблюдателю, б - от наблюдателя; 20 - сбросы (стрелка - направление перемещения); разломы: Адыча-Тарынский (АД), Чакры-Индигирский (ЧИ), Ярходонский (ЯР)



**Рис. 44.** Сегмент сейсмического профиля через южный склон Северо-Чукотского прогиба с элементами интерпретации [Verzhbitsky et al., 2008, с изменениями]

Несогласия: mBU – среднебрукское (палеоцен). BU – брукское (нижний мел), IU – верхнеюрское; PU – граница фундамента; Фа – акустический фундамент





**Рис. 29.** Схема донного опробования поднятия Менделеева по геотраверсу "Арктика-2000" (А, Б) и хребта Альфа (В) [Кабанков и др., 2004]

На схеме А тонкие линии – изобаты

При более детальном изучении донных проб из сейсмокомплекса IV был установлен [Кабаньков и др., 2004] терригенно-карбонатный его состав. По конодонтам и фораминиферам в нём выделены возрастные интервалы силура–девона, карбона и перми (рис. 29). В основании этого шельфового палеозойского чехла на поднятии Менделеева по донным пробам предполагается кора выветривания на кристаллических породах фундамента плиты. В качестве аналогичной коры выветривания диагностированы пёстроокрашенные породы, поднятые донной трубкой F-380 с возвышенности Остензо хребта Альфа (см. рис. 29).

В результате изучения морфологии и возраста (методом SHRIMP) цирконов из кварцевых песчаников с гипсометрических уровней 1600 и 2245 м поднятия Менделеева по геотраверсу “Арктика-2000” была установлена неоднородность источников сноса [Беляцкий и др., 2006]. Согласно этим данным, неокатанные цирконы призматического габитуса относятся к архейскому ( $\geq 2600$  млн лет) и рифейскому (1400–950 млн лет) кристаллическому фундаменту древнего кратона, а также характеризуют широкий вендско-позднетриасовый (600–220 млн лет) интервал.

Таким образом, данные опробования и сейсмопрофилирования свидетельствуют о континентальной природе поднятия Менделеева, имеющего непосредственную связь с континентальным шельфом Восточно-Сибирского моря. Сравнение результатов сейсмопрофилирования этих двух регионов Восточной Арктики свидетельствует о принципиальной однотипности строения земной коры в их пределах. Если мощность коры шельфа 36–40 км [Грамберг и др., 1993], то мощность утонённой континентальной коры окраинного поднятия Менделеева сокращена до 32 км.

Гравитационное поле (положительное, умеренных значений) подтверждает однотипность коры обоих поднятий – Менделеева и Чукотского. Различие заключается лишь в значительно большей нарушенности последнего узкими субмеридиональными рифтогенными грабенами, которым соответствуют линейные отрицательные аномалии  $\Delta g$ . Однако сейсмические данные показали сложную морфоструктуру и поднятия Менделеева. Установлено [Lebedeva-Ivanova et al., 2006], что кристаллический фундамент и перекрывающий чехол нарушены здесь системой сближенных разломов, обособивших узкий центральный горст, вершинная поверхность которого возвышается над флангами поднятия Менделеева на 3–4 км.

Что касается хребта Альфа, составляющего как бы морфологическое продолжение поднятия Менделеева, то генезис этого хребта вызывает неутрачивающие дискуссии. Наиболее вероятно расположение здесь лавового плато внутриплитного типа [Богда-

нов, 2004; Зоненшайн, Натапов, 1987; Хаин, 2001]. Однако однозначно определить тип фундамента плато – континентальный или океанический – пока не удастся.

**Канадская котловина** Американо-Азиатского бассейна оконтурена изобатой 3000 м, а максимальная её глубина около 4 км. Гравиметрические данные и результаты сейсмопрофилирования [Гуревич, Машенков, 2000; Гуревич и др., 2006; и др.] свидетельствуют об океаническом (или субокеаническом) типе коры в её пределах, мощность которой 4–8 км, а мощность осадков 6–8 км. Пояс положительных гравитационных аномалий с максимальной интенсивностью 100 мГл, типичный для пассивных окраин континентов, протягивается вдоль Гренландии, Канады, Аляски, Чукотского бордерленда и края шельфа Восточно-Сибирского моря [Mazarovich, Sokolov, 2003; и др.]. Южное, Чукотско-Аляскинское, континентальное ограничение Канадского бассейна нарушено серией литрических сбросов [Klempereger et al., 2002]. Примечательно, что в Канадском бассейне по границе с горстом Нортвинд протягивается мощная разломная зона надвига–поддвига [Grantz et al., 1998] (см. рис. 18), которой со стороны бассейна соответствует линейная отрицательная гравитационная аномалия интенсивностью до 100 мГл. Не исключено, что эта ситуация отражает обстановку прерванной меловой субдукции коры бассейна под Чукотское поднятие.

Определение возраста и характера формирования Канадского бассейна основывается на данных по строению континентального его обрамления, а также на интерпретации магнитных аномалий в пределах самого бассейна. Кроме хребта Нортвинд с помощью сейсмопрофилирования и бурения изучены южный и восточные сегменты континентального края Канадского бассейна. Согласно этим данным, в глубинной структуре участка озер Эскимо, т.е. восточнее территории, входящей в Тектоническую карту (см. рис. 2), регистрируется значительное внутриальбское структурное несогласие [Embry, Dixon, 1990]. Отложения ниже этой поверхности (самые молодые из них среднеальбские) нарушены разломами, большая часть которых “запечатана” внутриальбской поверхностью несогласия. Более молодые формации сеномана–кампана несогласно перекрывают юрско-нижнемеловые и палеозойские породы. В широтном профиле через грабен Бэнкс (одноимённый остров на восточном борту Канадского бассейна) выявлена система грабенов (рис. 30), наиболее древняя верхнеюрская–готеривская формация (аргиллиты, алевролиты) которых несогласно перекрыта баррем–аптскими песчаниками. Несогласно залегающая алевролитово–аргиллитовая формация апта–альба имеет более широкое распространение. Ещё шире распространена верхнеальб-



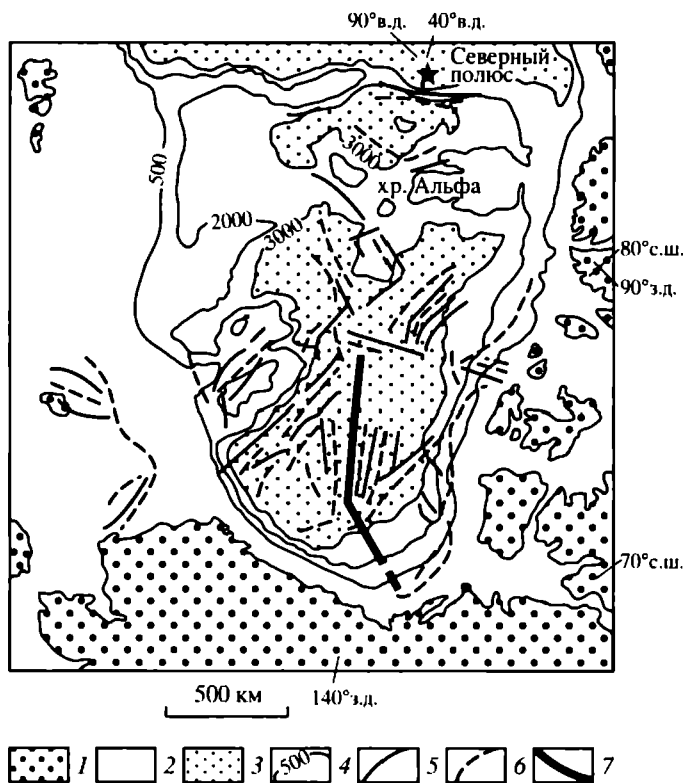
**Рис. 30.** Геологический профиль через о. Бэнкс (врезка), по данным сейсмопрофилирования и сейсмических работ [Embry, Dixon, 1990]

1 – преимущественно песчаники; 2 – преимущественно алевролиты и аргиллиты; 3 – граница стратиграфического и (или) структурного несогласия; 4 – брукское несогласие; 5 – сбросы (стрелки – направление перемещения). Даны названия формаций и индексы их возраста

ская–верхнемеловая терригенная формация (см. рис. 30), причём подчёркиваются [Embry, Dixon, 1990], во-первых, масштабность структурного несогласия в её основании, а во-вторых, то обстоятельство, что разломы, нарушающие колонну пород по средний альб включительно, не выходят за пределы этой поверхности несогласия, “запечатываясь” ею (см. рис. 30). На базе этих профилей разработана модель [Embry, Dixon, 1990], согласно которой главным признаётся внутриальбское структурное несогласие (breakup unconformity), а интервал спрединга в Канадском бассейне считается позднеальбским–сеноманским. Предшествующие тектонические движения (корреспондирующие с позднеааленским, позднеберриаским–ранневаланжинским, позднеготеривским и среднеаптским структурными несогласиями), по этой модели, связываются со стадиями рифтогенеза перед раскрытием бассейна.

Однако более убедительной представляется модель [Grantz, May, 1983; Grantz et al., 1990a, б, 1998], по которой рифтогенез протекал здесь в течение ранней–средней юры, а спрединг (возможно, рассеянный) начался в поздней юре с максимумом раскрытия Канадского бассейна в конце неокома. С этой моделью согласуются проявления толеитовых базальтоидов (мощностью до 700 м) на трёх возрастных уровнях от готерива до альба [Embry, Dixon, 1990]. Более молодые, кампан–раннекайнозойские базальтоиды, известные в бассейне Свердруп, имеют другие свойства, приближаясь к внутриплитным лавам Гренландии [Embry, Dixon, 1990].

Дискуссионность проблемы кинематики и времени раскрытия Канадского бассейна (т.е. ориентировки оси (осей) спрединга и интервалов накопления океанической коры) вызвана неоднозначностью интерпретации магнитных аномалий в пределах Амеразийского бассейна. Если одни исследователи [Гуревич и др., 2006; и др.] в западной части Амеразийского бассейна выделяют несколько систем спрединговых зон, то другие [Соколов, 2008; Филатова, Хаин, 2009; Шипилов, 2009; и др.] полагают, что на этой площади магнитное поле мозаичного типа, вызванного, вероятнее всего, магматизмом внутриплитного типа. Более однозначно трактуется система линейных магнитных аномалий восточной части Амеразийского бассейна (см. рис. 3), отражающая, по-видимому, зону мезозойского спрединга (или систему мультиспредингов) в Канадской котловине. С этой трактовкой согласуется позиция линейной положительной гравитационной аномалии (рис. 31), соответствующей оси спрединга этой котловины.

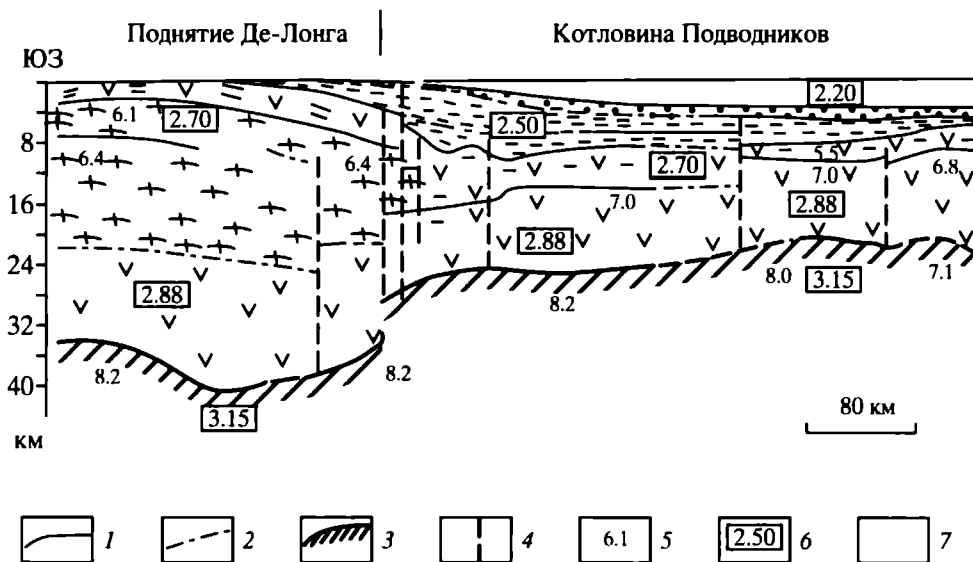


**Рис. 31.** Корреляция линейных магнитных аномалий и гравитационного минимума в Канадском бассейне [Verhoef et al., 1996]

1 – суша; 2 – шельф до глубины 3 км; 3 – глубоководная котловина; 4 – изобаты, м; 5, 6 – магнитные аномалии: 5 – положительные, 6 – отрицательные; 7 – гравитационный минимум, индифицированный как полюс спрединга

На юго-востоке эта гравиааномалия простирается от устья р. Маккензи, а на северо-западе ограничивается системой поднятий Альфа-Менделеева, которые имеют, вероятнее всего, преимущественно континентальную природу.

**Бассейн Подводников** представляет южный структурный элемент линейной системы впадин Подводников-Макарова, разделяющей хребт Ломоносова и хребты Альфа-Менделеева (см. рис. 3). Тектоническая карта (см. рис. 2, вкл.) охватывает лишь самый юг котловины Подводников, примыкающей к континентальному шельфу в районе архипелага Де-Лонга. Глубина дна этой котловины возрастает с юга на север от 2,5 до 3,4 км, достигая в котловине Макарова 4 км. Генезис бассейнов Подводников-Макарова дискуссионен. Предполагается, что их раскрытие происходило в интервале между формированием Канадского и Евразийского бассейнов, т.е. между 118 и 56 млн лет [Franke et al., 2004; и др.]. Наиболее распространена точка зрения о позднемиоценовом–палеоценовом возрасте спрединга в их пределах [Шипилов, 2008; Taylor et al., 1981]. Сейсмопрофилированием (по геотраверсам “СЛО-8991” и “Арктика-2000” (рис. 26) установлено, что мощность коры сокращается от 18–22 км в котловине Подводников (см. рис. 28) до 8–12 км в котловине Макарова (см. рис. 32) [Геология..., 2004; Грамберг и др., 1993; Заманский и др., 1999;

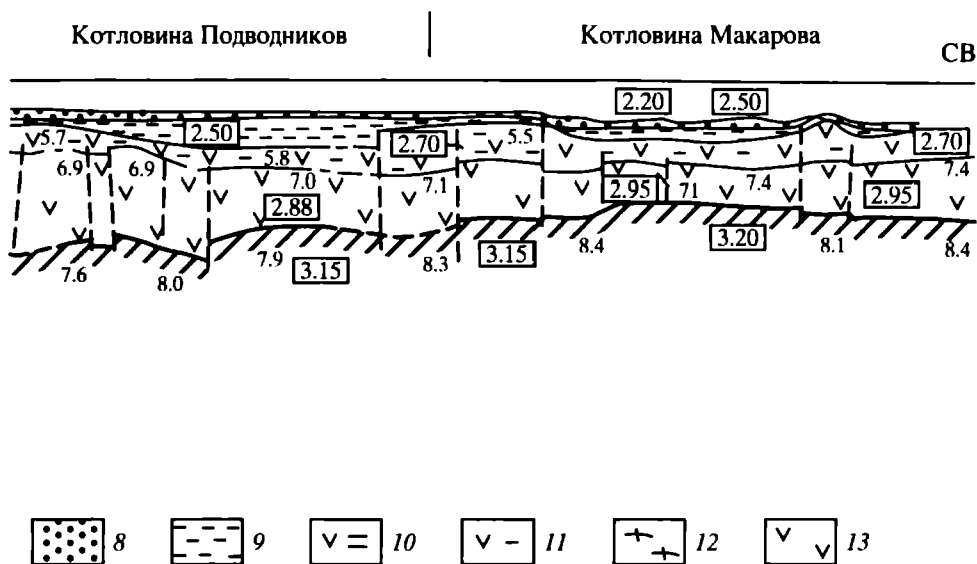


**Рис. 32.** Сейсмогеологический профиль по геотраверсу архипелаг Де-Лонга–котловина Макарова [Граммберг и др., 1993]

1, 2 – сейсмические границы: 1 – уверенные, 2 – неуверенные; 3 – поверхность мантии; 4 – разломы; 5 – скорость продольных волн, км/с; 6 – плотность пород, г/см<sup>3</sup>; 7 – водный



Lebedeva-Ivanova et al., 2006]. Примечательно, что, судя по сейсмопрофилированию (см. рис. 32), контакт котловины Подводников с континентальным шельфом проходит по широкой глубинной зоне сближенных разломов, южнее которой происходит скачкообразное погружение границы Мохо и возрастание мощности коры от 32 до 40 км. При этом в коре континентального шельфа регистрируется гранитно-метаморфический слой мощностью до 12 км, не выявленный в пределах котловины [Грамберг и др., 1993]. Особенностью котловин Подводников-Макарова является блоковое, с многочисленными разломами строение, что выражено и в их батиметрии. Поскольку строение блоков градиентно меняется в зонах разломов, предполагается [Грамберг и др., 1993], что в разных блоках сейсмокомплексы с одинаковыми параметрами могут иметь различные возраст и состав. В целом над воздымающейся в северном направлении поверхностью Мохо в котловине Подводников залегает гранулит-базитовый комплекс (в нижней части включающий “коро-базийную смесь”) (6,8–7,7 км/с) мощностью 10 км. Выше залегающий сейсмокомплекс (5,5–5,8 км/с), судя по магнитным характеристикам, содержит магматические породы и в целом имеет осадочно-вулканогенный состав, сопоставимый [Грамберг и др., 1993] со вторым слоем океанической коры. Его мощность в пределах котловины Подводников сокращается с юга



слой; 8 – верхняя осадочная толща (1,6–2,8 км/с, мел–кайнозой); 9 – средняя осадочная толща (3,7–5,3 км/с, мезозой); 10 – осадочно-вулканогенные отложения на поднятии Де-Лонга; 11 – нижняя вулканогенно-осадочная толща осадочного слоя глубоководных котловин (5,5–5,8 км/с); 12 – гранитно-метаморфический слой; 13 – гранулит-базитовый слой

на север от 7–4 до 3,5–1,5 км. Кровля этого сейсмокомплекса соответствует поверхности “акустического фундамента”. Верхний осадочный чехол (скорости Р-волн до 5,3 км/с) уменьшается по мощности в северном направлении от 5–5,5 до 2,5–4,2 км.

В связи с повышенной мощностью коры бассейна Подводников её тип трактуется [Пискарёв, 2004] как переходный, что создаёт неоднозначность в интерпретации генезиса коры бассейна: это может быть аномально утолщённая океаническая кора, а более вероятно, и утонённая континентальная, особенно если учесть непосредственное её примыкание к континентальному шельфу Чукотки. Вместе с тем в её пределах не обнаружен гранитно-метаморфический слой [Грамберг и др., 1993], а примыкающая с севера котловина Макарова имеет типично океаническую кору.

Геотермические измерения, производившиеся в разные годы советскими и канадскими учёными с дрейфующих льдов (см. рис. 26), явились основой для расчётов температур и плотности теплового потока в литосфере Восточной Арктики [Хуторской и др., 2006]. Пониженный фоновый тепловой поток (60–70 мВт/м<sup>2</sup> в котловине Подводников и до 80 мВт/м<sup>2</sup> под хребтом Менделеева) свидетельствует об отсутствии в этом регионе новейшей тектонической активности, что подтверждается асейсмичностью региона [Грамберг и др., 1993]. Установлено [Хуторской и др., 2006], что температура в основании чехла неконсолидированных осадков уменьшается в котловине Подводников в северном направлении от 250 до 150 °С, что коррелирует с соответствующим уменьшением мощности этого чехла. Аналогичным образом происходит уменьшение температуры (от 750 до 700 °С) в основании коры, что соответствует уменьшению глубины залегания поверхности Мохо (см. рис. 32). Подчёркивается, что граница Мохо в Амеразийском бассейне не является изотермической, что характерно для пассивных окраин континентов и не свойственно конвергентным границам континентальных и океанических плит. Согласно геотермическому моделированию, температура в литосферной мантии бассейна Подводников градиентно нарастает от 700–750 °С на границе Мохо до 1200 °С на глубине 42–45 км. Кровля термической астеносферы, приуроченная к изотерме 1250 °С, регистрируется в этой модели на глубине 50 км. Такая мощность литосферы котловины Подводников (50 км) значительно сокращена по сравнению с мощностью литосферы абиссальных котловин Мирового океана (70–80 км).

## **ВНУТРИПЛИТНЫЙ МАГМАТИЗМ ВОСТОЧНОЙ АРКТИКИ И СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЕВРАЗИИ**

Поля больших объёмов вулканитов внутриплитного типа (WPB-OIB) нередко рассматриваются в качестве индикатора нижнемантийной суперплюмовой активности в истории Земли. Однако проблема причин эпизодичности, как и генезис соответствующих пород, а также геодинамические и структурные обстановки их накопления составляют предмет длительных дискуссий. В этой связи определённый интерес представляют выявление эпизодов мощного внутриплитного магматизма в пределах Восточно-Арктическо-Азиатского региона в интервале протерозой–фанерозой и их корреляция с аналогичными событиями других регионов Земли. Не меньшее значение имеет выяснение геодинамической обстановки реализации этих эпизодов, поскольку указанный регион характеризуется гетерогенностью строения [Бондаренко, 2004; Парфенов и др., 2003; Филатова, Хаин, 2007, 2008; Sokolov et al., 2002; и др.]. Как показано выше, в его пределы входят восточная окраина Сибирского кратона и южный край эпикаледонской континентальной плиты с расположенной между ними Верхояно-Колымской среднemelовой коллизионной системой. Эпикаледонская плита в пределах Восточной Арктики также неоднородна и включает фрагменты эпигренвильского кратона Арктида, байкальских и каледонских орогенных поясов. В позднеюрское–раннемеловое время эпикаледонская плита была нарушена в связи с образованием Амеразийского океанического бассейна. В этом тектонически столь неоднородном Восточно-Арктическо-Азиатском регионе, претерпевшем неоднократное формирование и распад континентальных плит, установлены структурно-магматические индикаторы пяти разновозрастных суперплюмовых проявлений, отражённых большими объёмами пород WPB типа: середины неопротерозоя, второй половины девона–начала карбона, конца перми–начала триаса, а также юры–среднего мела и кайнозоя.

Данные о неопротерозойском внутриплитном магматизме в этом регионе (восточнее меридиана 136° в.д.) весьма ограничены. На востоке Сибирского кратона распространены тела щелочных долеритов и габбро, датированные 752–660 млн лет [Парфенов и

др., 2003]. В пределах Приколымско-Омолонского микрократона известны щелочно-ультраосновные интрузии с датировками 790–660 млн лет. Наиболее вероятно, что эти породы середины неопротерозоя отражают этап распада эпигренвильского (рифейского) суперконтинента Родиния, начавшийся около 850–830 млн лет [Li et al., 2008]. Распад суперконтинента продолжался, по крайней мере, до 630 млн лет, доказательством чего служат щелочные магматические комплексы (с карбонатитами) этого возраста в пределах обособлявшихся кратонов Лаврентия, Сибирского [Ярмолюк и др., 2005] и, возможно, Арктида.

Второй среднепалеозойский эпизод внутриплитного щелочного (нередко бимодального) вулканизма был широко (хотя и спорадически) проявлен в Восточно-Арктическо-Азиатском регионе в конце девона–начале карбона. В Восточной Арктике эти вулканыты в составе рифтогенной группы эндикот известны в хребте Брукс, на п-ве Лисберн, на шельфе Чукотского моря [Филатова, Хаин, 2007; Klempere et al., 2002]. На восточной окраине Сибирского кратона интервалу средний девон–ранний карбон соответствует комплекс вулканогенно-осадочных рифтогенных пород, сопровождающихся массивами щелочных ультраосновных пород и карбонатитов, а также дайками долеритов. Изотопно-геохимические характеристики вулканитов наиболее крупного Вилюйского рифта указывают на их сходство с OIB. Аналогично последним они обогащены  $TiO_2$ , в них отсутствует Ta-Nb минимум, а по изотопным параметрам они располагаются между компонентами базальтов срединно-океанических хребтов (MORB) и обогащённых магм (типов EM1, EM2, HIMU) [Киселев и др., 2006]. Эти свойства пород указывают на участие в петрогенезе деплетированного и обогащённого плюмового источников. Модель плюм-литосферного взаимодействия объясняет разнообразие состава среднепалеозойских рифтогенных магматических пород востока Сибирского кратона прежде всего изменчивой мощностью литосферы последнего, что обусловило разноточинность и, как следствие, различную степень плавления мантийного источника; кроме того, установлены признаки фракционирования исходных мантийных расплавов. Считается [Киселев и др., 2006], что результатом воздействия плюма на литосферу явился процесс активного рифтинга.

Среднепалеозойский рифтогенез локально завершился спредингом с образованием, в частности, “малого океана” Оймякон [Парфенов и др., 2003]. При этом от Сибирского континента был отчленён ряд блоков, крупнейшим из которых явился Омолонский миникратон. В его пределах распространены вулканыты среднего–позднего девона, вещественный состав которых изучен недо-

статочно, а геодинамическая природа дискуссионна. Это бимодальная ассоциация, включающая породы различной щёлочности, вплоть до трахибазальтов и трахириолитов. Наиболее вероятен внутриплитный характер бимодальной ассоциации и плюмовая её природа. Установлена изометричная конфигурация площади распространения этих среднепалеозойских вулканитов на Омолонском массиве с развитием концентрической системы дугообразных разломов. Предполагаемому Омолонскому магматическому куполу соответствует система дугообразных, конформно расположенных магнитных положительных аномалий.

Третий импульс внутриплитного магматизма, связанного с нижнемантийным апвеллингом, приходится на конец перми–середины триаса. Входящие в ассоциацию траппов вулканиты и интрузивные тела базит-ультрабазитовых пород, кроме обширных ареалов в пределах Сибирского и Южно-Китайского кратонов [Добрецов, 2005; Xu et al., 2007], широко распространены и в Арктическом регионе [Филатова, Хаин, 2007; Хаин, Филатова, 2008; Шипилов, 2004; Kuzmichev, Pease, 2007] – на шельфах морей Баренцева, Карского, Лаптевых, Восточно-Сибирского, Чукотского и прилежащего края Евразийского континента от Тимано-Печорского бассейна на западе до п-ва Чукотка на востоке, где они связаны с этапом начального рифтогенеза. В пределах Сибирского кратона в нижней части разреза траппов распространены породы пикрит-щёлочнобазальтовой серии, существенно дифференцированные как по основности, так и по щёлочности. Если эти породы выполняют рифты, то верхние – недифференцированные базальты толеитовой серии – имеют покровное залегание. Небольшие объёмы щелочно-ультрамафитовых комплексов формировались и на заключительной стадии траппового магматизма. В целом для последнего характерен “мгновенный” характер накопления: в интервале 252–248 (может быть, до 234) млн лет на Сибирском кратоне и 261–251 млн лет на Южно-Китайском [Xu et al., 2007]. Значительный объём в области развития траппов занимают базитовые–ультрабазитовые силлы и расслоенные интрузии, а также сиениты и калиевые щелочные гранитоиды. Возраст последних 249–233 млн лет. Показательно, что на п-ве Таймыр такого типа гранитоиды в ассоциации с траппами сформировались вслед за процессом герцинского орогенеза и коллизионного гранитообразования, происходившего в рамках оформления Пангеи в интервале 306–250 млн лет [Парфенов и др., 2003].

В целом внутриплитные траппы развиты в пределах различных древних кратонов, включая Арктиду, а кроме того, известны в обрамляющих эти кратоны складчатых областях. Таким обра-

зом, распространение этих пород носит трансплитный характер, что делает логичным вывод об их связи с мантийным суперплюмом, воздействовавшим на обширную площадь континентальной литосферы гетерогенного строения по модели плюм-тектоники (активного рифтинга) [Добрецов, 2005]. Предполагается, что экранирующая роль этой литосферы на первой стадии мантийного апвеллинга стала причиной фракционирования магм мантийного источника и появления дифференцированных расплавов. Завершающие магматический цикл толеиты в этой модели рассматриваются как продукт конечной дифференциации. Однако в разрезе траппов Эмейшанской провинции Южного Китая нередко наблюдается обратная последовательность магматических серий во времени – от толеитовой к щелочной. Вполне вероятно, что щелочные и деплетированные базальты представляют два разных типа магматических источников – соответственно неистощённый нижнемантийный и верхнемантийный типа MORB. Что касается реальности первого из этих источников, то его нижнемантийная природа подтверждается высокими значениями  $^3\text{He}/^4\text{He}$ . Учитывая, что в процессе взаимодействия плюма и литосферы декомпрессионному плавлению подвергались и участки метасоматически (в прошлом) изменённой литосферной мантии, в общем балансе пород в небольшом объёме могли появляться и вулканы с параметрами известково-щелочной (“надсубдукционной”) серии. Кроме того, мантия выше транзитной зоны (TZ) 410–660 км интенсивно гидратируется вследствие стагнации в этой зоне субдуцированных слэбов, что сообщает магмам соответствующие свойства.

Юрско-меловые (180–80 млн лет) магматические проявления WPB-типа представлены многочисленными ареалами базальтов или пород бимодальной ассоциации в Восточно-Арктическо-Азиатском регионе и в пределах Баренцево-Карского региона, например вдоль Шпицбергенско-Гренландской трансформы [Карякин, Шипилов, 2008; Филатова, Хаин, 2009; Шипилов, 2004]. В Верхояно-Колымской коллизионной системе практически не деформированные поля этих пород несогласно перекрывают дислоцированные палеозойские и мезозойские (включая верхнеюрские) окраинноморские и островодужные образования и нередко выражены изометричной формы положительными магнитными аномалиями, например Мангазейский вулканический ареал в бассейне р. Большой Анюй. Обычная тенденция относить эти вулканические поля к надсубдукционным вулканическим поясам вызывает затруднения в связи с локальным проявлением этих полей и их разбросанностью без группировки в какую-либо общую линейную

структуру. Хотя идентификация рассматриваемых вулканитов часто затруднена вследствие их слабой вещественной изученности, в целом среди них преобладают базальтоиды щелочной серии, а присутствие среди этих внутриплитных образований разностей известково-щелочной серии может быть объяснено приведёнными выше причинами.

В Восточной Арктике, в пределах кратона Арктида, в связи с мезо-кайнозойским нижнемантийным апвеллингом возник магматический купол Де-Лонга [Филатова, 2007б].

Синтез гравиметрических и аэромагнитных карт [Mazarovich, Sokolov, 2003; и др.] в сочетании с единичными профилями МОВ (метод отражённых волн) [Драчев и др., 2001] дал возможность выявить купольную структуру поднятия Де Лонга, а данные по наземной геологии [Парфенов, Кузьмин, 2001; Федоров и др., 2005; и др.] позволили ограничить время его формирования интервалом средний мел–плейстоцен, хотя начальный этап относится, вероятно, к поздней юре.

Тектоническая позиция поднятия Де-Лонга, расположенного на шельфе Восточно-Сибирского моря (см. рис. 2, 18), связана с кратоном Арктида, включающим фрагменты каледонид. Купол Де-Лонга ранее выделялся в виде обособленного поднятия этой плиты или террейна с неопределёнными границами [Остров ..., 2003; Парфенов, Кузьмин, 2001; и др.]. Однако на многих схемах показаны поразительно правильные дугообразные [Богданов, 2004; и др.] или даже полукольцевые [Шипилов, 2004] западное и южное ограничения этого поднятия, образованные дугообразными в плане грабенами Новосибирским и Вилькицкого (рис. 33). На основе геофизических данных И.С. Грамберг и его коллеги [1997] показали, что поднятие Де-Лонга в плане имеет форму эллипса, ограниченного разломами.

Тектоническая структура купола Де-Лонга, как показывает синтез геофизических материалов, образована кольцевой в целом системой ограниченных разломами дуговых горстов и грабенов диаметром около 1000 км (см. рис. 33). Центральная, наиболее возвышенная его часть, около 400 км в поперечнике вовлекла в поднятие участок кратона Арктида со слабо дислоцированным палеозойско-мезозойским чехлом. Периферия свода, охватывающая южнее расположенную часть шельфа (включая Новосибирские о-ва), является наложенной на структуры Новосибирско-Чукотской складчато-надвиговой системы.

Купол Де-Лонга отчётливо выражен на гравиметрической карте благодаря системе концентрических дуговых разломов (в сочетании с радиальными), выделяющихся в виде градиентных зон,

разделяющих дугообразные в плане положительные и отрицательные аномалии, либо аналогичной формы положительные аномалии различной интенсивности. Центральной, поднятой части свода (см. рис. 33) соответствует круговая наиболее интенсивная положительная гравитационная аномалия, распадающаяся на ряд concentрических дуговых аномалий. Ядерная часть этой круговой аномалии, обладающая максимальной интенсивностью поля силы тяжести, охватывает территорию о-вов Жохова, Вилькицкого, Генриеты и Жаннеты (см. рис. 33), на большинстве из которых развиты кайнозойские базальтоиды внутриплитного типа (WPB) [Silantieva et al., 2004]. С севера к ним примыкают среднемерные базальтоиды о. Беннета [Федоров и др., 2005]. Периферическая часть свода коррелируется с системой дугообразных в плане положительных и отрицательных аномалий, которым соответствуют такой же формы горсты и грабены. Ширина этих дугообразных структур, ограниченных дуговыми сбросами, 50–150 км. Именно такую природу имеют, по-видимому, грабены Новосибирский и Вилькицкого (см. рис. 33) соответственно на западной и южной периферии свода Де-Лонга, которым отвечают отрицательные аномалии поля силы тяжести. Аналогичная дуговая аномалия на восточной периферии свода Де-Лонга коррелируется с Восточным бассейном (см. рис. 2, вкл., 33). Периферические дуговые разломы прослежены также в пределах о-вов Котельный и Большой Ляховский [Парфенов, Кузьмин, 2001]. Купол Де-Лонга нарушен разломами радиальными, к которым нередко приурочены грабены. Согласно интерпретации сейсмического профиля МОВ, пересекающего по радиусу юг купола Де-Лонга (см. рис. 18, 33), в его пределах выделяется шесть сейсмокомплексов [Драчёв и др., 2001], датировка которых неоднозначна в связи с отсутствием буровых скважин. Однако характер их распределения позволяет судить о последовательности формирования структурных элементов свода. Нижние пять комплексов, нарушенные сбросами и являющиеся синграбеновыми, выклиниваются в ядерной части купола, что свидетельствует о её воздымании в период накопления этих комплексов. На начальном этапе формирования купола, судя по локальному распространению двух нижних комплексов между пикетами 5 и 6, а также 8 и 9, возникли два узких (10–25 км) грабена – один периферический дуговой (начальный этап формирования грабена Вилькицкого, а возможно, и Новосибирского), а второй Радиальный (см. рис. 33), нарушивший центральную часть свода. К этим же двум грабенам приурочены максимальные мощности третьего, более молодого сейсмокомплекса. Предполагаемый возраст всех трёх нижних комплексов – ранний–поздний мел [Драчёв и др., 2001]. Однако

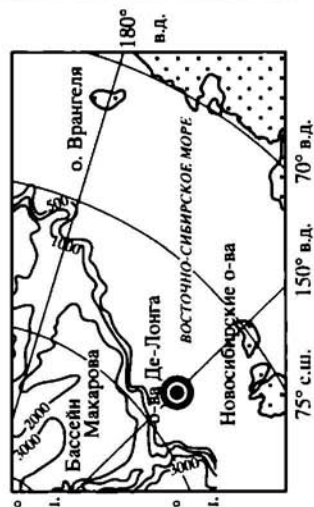
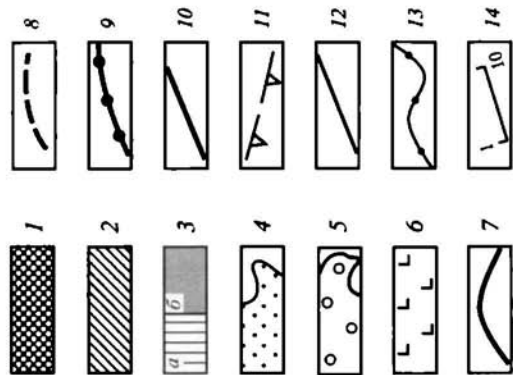
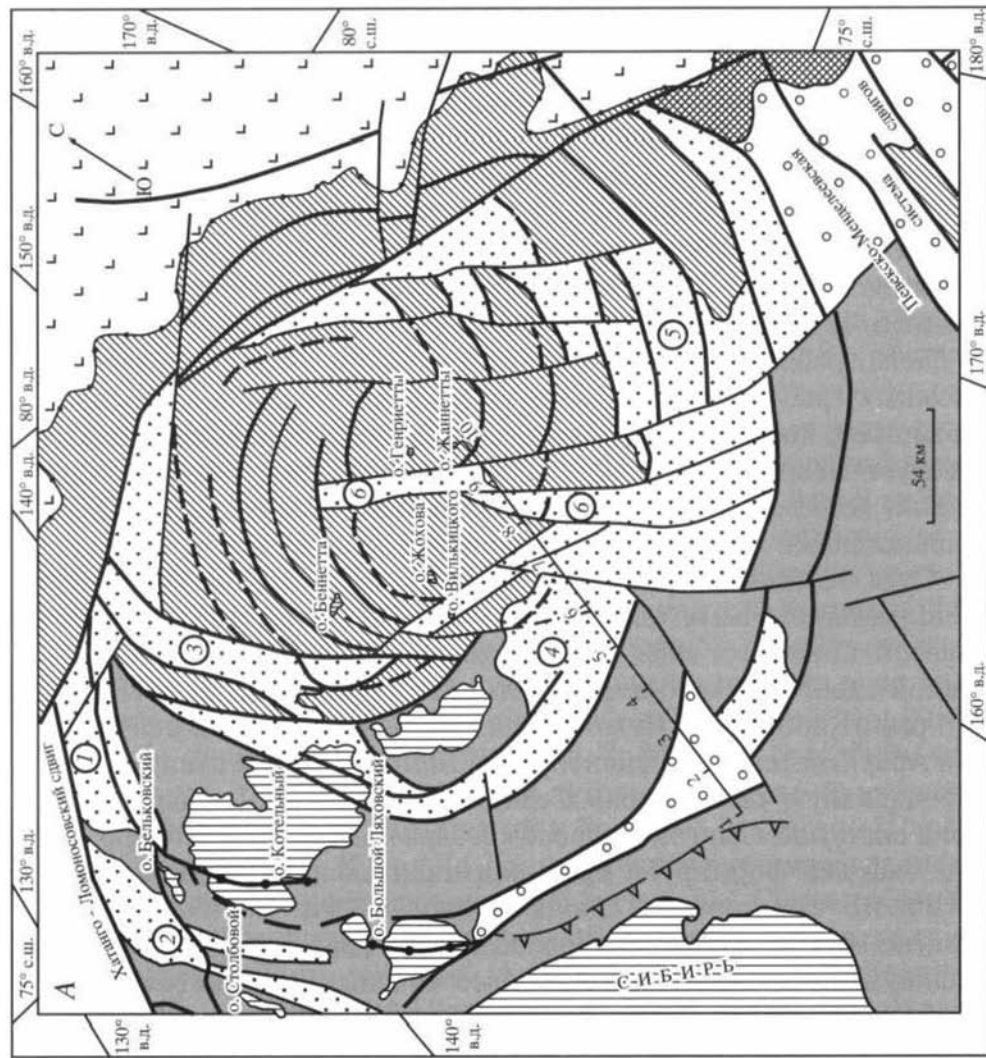


учитывая высокую контрастность субгоризонтальных отражений комплексов, можно предположить их терригенно-вулканогенный состав и синхронность апт-альбским базальтоидам, слагающим центральную часть свода и изливавшимся на ранней стадии его возникновения. Примечательно, что самый нижний сейсмокомплекс несёт признаки среднемеловых дислокаций, что свидетельствует о приблизительной синхронности событий среднемеловой орогении и начале оформления купола Де-Лонга. На этапе конца позднего мела–палеогена произошло опускание широкого дугового блока грабена Вилькицкого с накоплением в его пределах (и в смежных грабенах) сейсмокомплексов 4 и 5. Наиболее молодой (возможно, позднемиоцен-голоценовый) шестой сейсмокомплекс образует непрерывный чехол, несогласно перекрывающий все нижние комплексы и в редуцированном виде распространённый в продолжавшей воздымание центральной части свода.

Судя по гравиметрическим данным, свод Де-Лонга нарушен разнонаправленными системами позднемеловых–кайнозойских сдвигов. С востока свод ограничен Певекско-Менделеевской системой сдвигов северо-восточного простираия (см. рис. 18, 33), которая от побережья Чукотки продолжается в область центральной Арктики. Близкой ориентировки Ломоносовский сдвиг осложняет западную часть купола. Северная часть свода Де-Лонга нарушена системой сдвигов и сбросов северо-западной ориентировки. Эта система формирует край континентального шельфа. Аналогичного простираия сдвиги располагаются на юге купола. Многие из этих сдвигов сопровождаются впадинами растяжения типа пулл-апарт, являющимися более молодыми относительно дуговых грабенов Де-Лонга, заложившихся по сбросам в среднем мелу.

Аэромагнитные данные подчёркивают купольную структуру Де-Лонга (рис. 34). Центральной его части корреспондируют несколько круговых ядерных, а также обрамляющая их полукольцевая положительные аномалии, соответствующие, видимо, площади распространения меловых–кайнозойских базальтоидов и глубинным магматическим камерам. Локальные положительные аномалии магнитного поля, группирующиеся вдоль периферических дуговых разломов купола (см. рис. 34), скорее всего, также отвечают полям распространения аналогичных базальтоидов и их подводным каналам. Это подтверждается, в частности, выходами среднемеловых вулканитов о. Котельного, территории которого соответствует интенсивная положительная магнитная аномалия.

Магматические породы, вскрывающиеся в центральной части свода Де-Лонга, представлены щелочными базальтоидами и



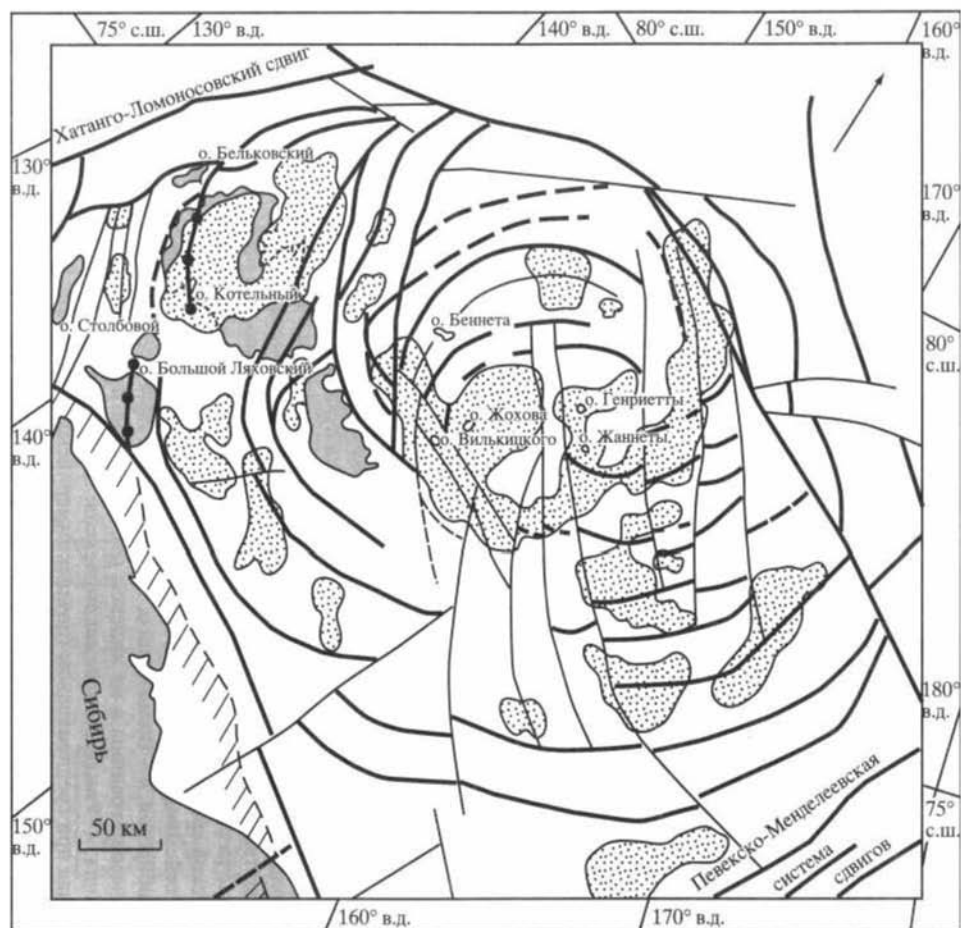


**Рис. 33.** Схема строения среднемилового кайнозойского магматического купола Де-Лонга [Филатова, 20076] – А и сейсмогеологический разрез вдоль профиля ЛАРГЕ-8900 [Драчев и др., 2001] – Б

А. 1–3 – континентальная плита (включающая кратон Арктида): 1 – с недеформированным палеозойским чехлом, 2 – вовлечённая в купольное поднятие Де-Лонга, 3 – с чехлом палеозойско-нижнемеловых отложений, деформированных в среднемиловую орогению (а – на суше, б – предполагаемый на ложе Восточно-Сибирского моря); 4 – впадины, связанные с дугowymi и радиальными разломами купола Де-Лонга (заложенные в среднем мелу и продолжавшие развиваться в позднемеловое–кайнозойское время); 5 – синколлизионные и синсдвиговые меловые–кайнозойские впадины (преимущественно типа пулл-апат); 6 – котловина Макарова предположительно с позднемеловой–раннепалеогеновой оксанической корой; 7–9 – дуговые разломы по данным: 7 – гравиметрическим, 8 – аэромагнитным, 9 – геологическим; 10 – системы сдвигов; 11 – фронтальная часть Южно-Анхойской среднемиловой коллизийной сuture по аэромагнитным данным; 12 – разломы прочие; 13 – подножие континентального склона; 14 – линия сейсмического профиля ЛАРГЕ-8900. Номера в кружках – названия грабенов и впадин: 1 – Анисинская, 2 – Бельковско-Святоносская, 3 – Новосибирская, 4 – Вилькицкого, 5 – Восточный, 6 – Радиальный. Врезка – географическая позиция архипелага Де-Лонга

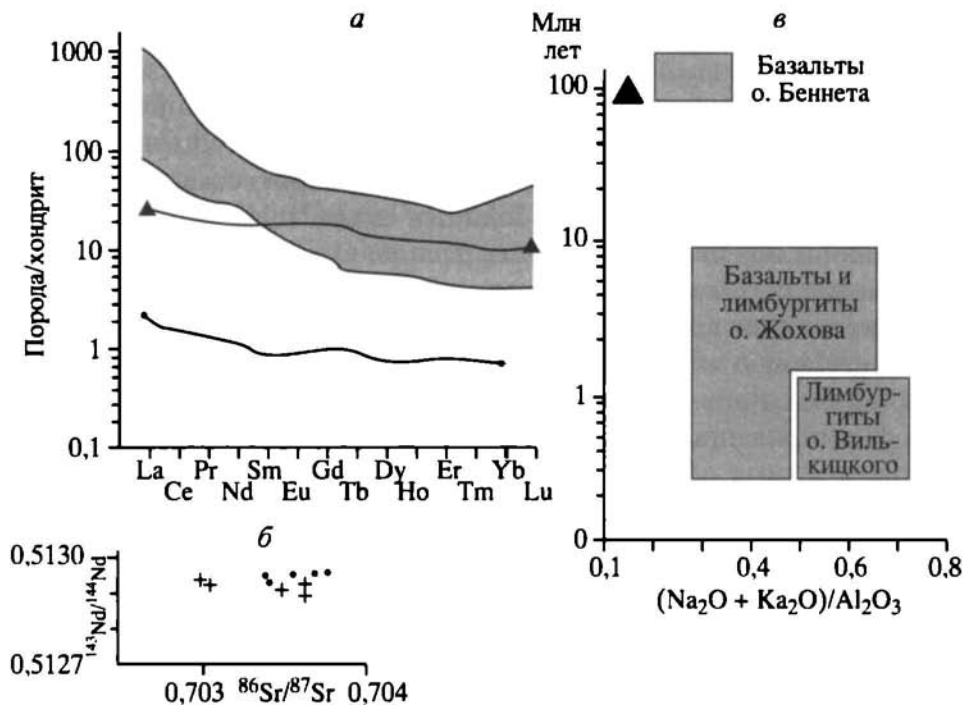
Б. 1 – сейсмические границы и их индексы (а), поверхность акустического фундамента (б); 2 – отражения внутри сейсмокомплексов; 3 – разрывные нарушения; 4 – индексы сейсмокомплексов; 5 – эпикамдоиская плита: а – с включением блока эпигренвилевского кратона Арктида, б – деформированная при среднемиловом (позднекеммерийском) прогенезе; TWT (two way trawel time) – время двойного пробега сейсмической волны, с

образуют две возрастные группы: среднемиловую (о. Беннетта) и верхнемиоцен-плейстоценовую (о-ва Жохова, Вилькицкого) [Федоров и др., 2005; Silantiev et al., 2004; и др.]. Первая группа включает щелочные базальтоиды (нефелинитовые гавайиты) с К-Аг датировками 124–106 млн лет [Федоров и др., 2005]. Эти вулканиты, судя по высокому содержанию титана, суммарного железа, насыщенности и слабой дифференцированности по кремнезёму, обогащённости некогерентными элементами, близки Fe-Ti базальтам внутриплитного (WPB) типа, характерным для континентальных рифтов и океанических островов (OIB). Подобные щелочные лавы (которые вполне вероятны и в других частях поднятия Де-Лонга) установлены во многих других районах Арктики (в частности,



**Рис. 34.** Схема распределения положительных магнитных аномалий (точечный крап) относительно дуговых разломов купола Де-Лонга

Ранжирование разломов и прочие структурные элементы купола Де-Лонга даны на рис. 33; штриховкой показана положительная магнитная аномалия, соответствующая фронтальной части Южно-Анюйской коллизийной сuture



**Рис. 35.** Характеристики меловых и кайнозойских вулканитов поднятия Де-Лонга [Богдановский и др., 1992; Федоров и др., 2005; Silantiev et al., 2004]

*а* – распределение редкоземельных элементов (РЗЭ): серая полоса – спектр распределения РЗЭ меловых и кайнозойских вулканитов, линии с треугольниками и чёрными кружками – спектры ксенолитов долеритов и шпинелевых лерцолитов соответственно; *б* – диаграмма соотношения изотопов Sr и Nd в меловых (точки) и кайнозойских (кресты) вулканитах; *в* – эволюция составов вулканитов поднятия Де-Лонга во времени (предполагаемая возрастная позиция ксенолитов долеритов обозначена треугольником)

на Новосибирских о-вах), входя в состав обширной Арктической провинции платобазальтов.

Аналогичного состава более молодые (К-Аг датировки 6,1–0,4 млн лет) щелочные оливиновые базальты о. Жохова, несмотря на возрастной перерыв, вместе с вулканитами о. Беннета представляют единый эволюционный тренд пикрит-щелочно-базальтовой серии WP-магматизма [Silantiev et al., 2004]. Продолжение тренда составляют наиболее щелочные limburgиты о-вов Жохова (К-Аг датировки 4,2–1,9 млн лет) и Вилькицкого (0,89–0,4 млн лет), являющиеся самыми примитивными породами WP-ассоциации свода Де-Лонга. В базальтоидах центральной части свода обнаружены ксенолиты долеритов (условно раннемелового – 100 млн лет – возраста), по распределению редкоземельных элементов (РЗЭ) близких составу MORB (рис. 35), хотя и резко обогащенных радиогенным Sr и обедненных радиогенным Nd. Все базальтоиды свода обладают обогащённым характером распределения РЗЭ,

умеренно обогащены (по сравнению с MORB) изотопами Sr и обеднены изотопами Nd (см. рис. 35). По изотопно-геохимическим характеристикам они близки к меловым–кайнозойским OIB Тихого океана, в частности к вулканитам Маркизского архипелага, генетически связанным с Тихоокеанским нижнемантийным суперплюмом. Предполагается [Silantiev et al., 2004], что последние 125 млн лет под сводом Де-Лонга располагается плюмовый источник (возможно, в виде системы соединяющихся камер), родоначальный для щелочных базальтов и лимбургитов, различающихся лишь степенью плавления. На начальном среднемеловом этапе воздымания купола при относительно высокой степени плавления формировались оливиновые базальты о. Беннетта. Условно одновозрастные долериты (из ксенолитов о. Жохова), возможно, имеют совсем иной генезис и, характеризуясь свойствами обогащённого MORB (см. рис. 35), связаны со спредингом в бассейне Макарова. Дальнейшее проявление плюмового магматизма, сопровождавшееся ростом свода Де-Лонга после амагматического интервала в 100 млн лет, регистрируется в позднем миоцене в виде лав, сходных со среднемеловыми щелочными базальтами. На этом же этапе начали изливаться лимбургиты (малая степень парциального плавления плюмового источника), которые на о. Вилькицком завершают (0,89–0,4 млн лет) эволюционный ряд внутриплитного магматизма свода Де-Лонга (см. рис. 35).

Магматический диапиризм, приведший к формированию купола Де-Лонга, наиболее вероятно, связан с Арктическим нижнемантийным апвеллингом. Это согласуется с выводом [Silantiev et al., 2004] о глубинном залегании в районе поднятия Де-Лонга плюмового источника и об отсутствии генетической связи мелкайнозойских базальтоидов с найденными ксенолитами шпинелевых лерцолитов. Что касается позднемеловой–среднемиоценовой амагматической паузы, то она может быть следствием всего лишь слабой опробованности свода Де-Лонга, островная суша в пределах которого составляет ничтожную часть его площади. Данные магнитометрии свидетельствуют о значительно более широком распространении базальтов в пределах купола. При этом центральной его части соответствует, вероятно, главная магматическая камера, с которой были связаны более мелкие очаги, локализующиеся по периферии свода, в том числе под о. Котельный (см. рис. 34).

Согласно сейсмотопографическим данным [Vasco, Johnson, 1998], области Восточной Арктики соответствуют участки пониженных скоростей сейсмических Р-волн на нескольких мантийных уровнях, что, возможно, соответствует “послойному” растеканию нижнемантийного вещества от главного плюма подобно тому, как

это предполагается для Тихоокеанского суперплюма [Пушаровский и др., 1999; Филатова, 2002а,б; Janney, Castillo, 1997; и др.]. Примечательно, что если на границе ядро–мантия (СМВ) Тихоокеанскому суперплюму соответствует высокоскоростная область предполагаемого “кладбища” слэбов (что может означать оторванность суперплюма от “корневого” слоя D”), то Арктический регион на границе СМВ коррелируется с обширной низкоскоростной Р-волн аномалией. Последняя может интерпретироваться в качестве продолжающегося и ныне Арктического нижнемантийного апвеллинга от слоя D”, главный импульс которого совпадает с эпохой мелового спокойного, безинверсионного магнитного поля [Larson, 1991].

## **СТРУКТУРЫ ВОСТОЧНОЙ ЕВРАЗИИ, СВЯЗАННЫЕ С РАЗВИТИЕМ ТИХОГО ОКЕАНА**

Выше было показано широкое развитие в Арктическом и Восточно-Евразийском регионах структур среднемезозойского возраста, возникших либо в обстановке растяжения (Канадский бассейн), либо в условиях сжатия (Верхояно-Чукотский орогенный пояс). При этом известно, что меловые аккреционно-коллизийные процессы интенсивно проявились и по периферии палео-Пацифика [Парфенов и др., 2003; Соколов, 2003; Филатова, 1988, 1998, 2007а; Sokolov et al., 2002; Vaughan, 1995]. Эти данные показывают, что для понимания мезозойской истории развития территорий Восточной Арктики и примыкающей Северной Евразии необходимо учитывать синхронные события по северо-западному обрамлению Тихого океана. В этих целях привлечены материалы по меловому Охотско-Чукотскому окраинно-континентальному магматическому поясу (см. рис. 2, вкл., 10) и Охотско-Корякскому орогенному поясу (см. рис. 11, вкл.).

### **7.1. ОХОТСКО-ЧУКОТСКИЙ АЛЬБ-СЕНОНСКИЙ ОКРАИННО-КОНТИНЕНТАЛЬНЫЙ ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКИЙ ПОЯС**

Охотско-Чукотский вулcano-плутонический пояс (ОЧВП) протягивается от Удской губы до Чукотки на северо-западном континентальном обрамлении Тихого океана в целом конформно границе последнего с континентом. Фундамент ОЧВП имеет гетерогенное строение. Его тыловая (по отношению к Пацифику) часть образована складчато-покровными структурами, возникшими в поздней юре—среднем мелу при оформлении Верхояно-Чукотского орогенного пояса. Внешнюю, приближенную к Тихому океану часть фундамента ОЧВП составляет северная зона Охотско-Корякского орогенного пояса, в которой доминируют комплексы позднеюрской—готеривской Удско-Мургальской вулканической островной дуги и сопутствующие окраинно-морские комплексы. Вулканисты средне-основного состава этой дуги вместе с тылово-



дужными турбидитами участвуют в среднемеловых покровно-надвиговых структурах северной вергентности. Неоавтохтоном для всех структур фундамента ОЧВП служит нижнемеловая моласса, выше которой располагается ОЧВП. Моласса местами имеет прибрежно-морской генезис и содержит раннемеловую ископаемую фауну, но на большей площади эта моласса формировалась в наземных условиях и характеризуется флорой буор-кемюсского комплекса [Белый, 1978, 2003; Герман, 2004; Котляр, Русакова, 2005; Лебедев, 1987; Филатова, 1988, 1995; и др.]. Верхний возрастной предел буор-кемюсской флоры ранний–средний альб. Таким образом эта моласса определяет нижнюю возрастную границу ОЧВП. Необходимо уточнить, что мы использовали геохронологическую шкалу по [Harland et al., 1990].

Следует добавить, что в фундаменте ОЧВП в раннем мелу синхронно с молассой локально формировалась бимодальная ассоциация щелочного состава рифтогенной природы [Котляр, Русакова, 2005]. Эти породы внутриплитного типа, хотя и имеют сравнительно небольшой объем, весьма характерны для этапа завершения среднемеловой (позднекиммерийской) орогении на северо-востоке Евразии. В виде небольших ореолов они широко распространены в пределах Верхояно-Чукотского орогенного пояса и на шельфах арктических морей – от Баренцева до Чукотского включительно [Филатова, Хаин, 2007; Шипилов, 2004; и др.].

Строение ОЧВП и состав входящих в него комплексов детально изучены в ходе геологического картирования и тематических исследований, что нашло отражение в ряде обобщающих публикаций [Белый, 1978; Котляр и др., 1981; Котляр, Русакова, 2005; Лебедев, 1987; Филатова, 1988; и мн. др.]. Показательно, что в целом достигнута согласованность в понимании состава вулканогенных толщ и смены их в разрезе и по площади ОЧВП, тогда как возрастные их характеристики (как и интервал формирования всего ОЧВП) поныне составляют предмет неутихающих дискуссий, суть которых отражена в ряде публикаций [Котляр, Русакова, 2005; Лебедев, Филатова, 1998; Тихомиров и др., 2006; и др.].

Развитие ОЧВП происходило в позднеальбское–сенонское (включая кампан) время в течение двух этапов, нашедших отражение в вертикальном ряду магматических комплексов. На раннем этапе происходило формирование сложно построенной альб-туронской вулканоплутонической ассоциации известково-щелочной серии, включающей базальт-андезитовый и габбро-диорит-гранодиоритовый комплексы. В позднемеловое время происходило становление риолит-дацитового (игнимбритового) и

гранитного комплексов, причем главный объем этих образований сформировался на сенонском этапе, вслед за накоплением альб-туронской вулcano-плутонической ассоциации [Филатова, 1988].

Следует подчеркнуть, что строение ОЧВП определяется совокупностью структур центрального типа. Это обусловило локальность распространения выделенных здесь многочисленных свит, толщ и чрезвычайную сложность их возрастной корреляции [Котляр, Русакова, 2005; и др.]. Так, для Центрально- и Восточно-Чукотского секторов ОЧВП характерны обширные кольцевые вулканические постройки с интенсивным проявлением игнимбритового магматизма, тогда как на остальной площади ОЧВП подобные структуры единичны. Вместе с тем в ОЧВП широко был развит многовыходной ареальный вулканизм, который выражался в действии приуроченных к разрывным нарушениям сближенных на площади небольших моногенных шлаковых и лавовых вулканов. Эти постройки сочетались с длительно развивавшимися стратовулканами. В разрезах ОЧВП развиты многочисленные локальные “вулканогенные” несогласия, обусловленные пересечением (наложением) в пространстве вулканических построек центрального типа – территориально сближенных или (и) формирующихся несколько асинхронно. Другая характерная черта подобного типа вулканизма: вулканы более поздних стадий совсем необязательно наращивали постройки предыдущей стадии, а чаще возникали на вулканитах любой из более ранних стадий ОЧВП и даже могли “выплескиваться” на примыкающие к поясу участки его фундамента. В последнем случае (что особенно характерно для чукотской части ОЧВП) разрез пояса непосредственно выше фундамента нередко начинается с сенонских вулканитов.

Альб-туронский базальт-андезитовый комплекс (до 2000 м) составляет главный объем ОЧВП от Удско-Ульинского сектора на юго-западе до Анадырского на северо-востоке. Он характеризуется дифференцированным рядом пород гомодромной последовательности и представлен базальтами, андезито-базальтами, андезитами, реже породами кислого состава, а также туфогенно-осадочными разностями. Латеральная мозаичность фациального состава комплекса в значительной мере объясняется одновременным развитием самостоятельных вулканических построек, связанных с промежуточными магматическими камерами, расплавы которых, судя по индексам фракционирования и затвердевания, находились на различных стадиях дифференциации. По петро-геохимическим свойствам вулканиты комплекса принадлежат известково-щелочной магматической серии и типичны для надсубдукционных обстановок.

Габбро-диорит-гранодиоритовый комплекс, комагматичный базальт-андезитовому, включает массивы штокообразной и куполовидной форм, реже крутозалегающие трещинные тела. Интрузивные массивы образуют субпараллельные ряды северо-восточной ориентировки, группируясь во фронтальной зоне ОЧВП, а также на периферии тыловой его зоны, вблизи выходов фундамента пояса.

Позднемеловая вулкано-плутоническая ассоциация кислого и умеренно кислого составов формировалась в турон-кампанское время, хотя в небольшом объеме могла накапливаться в альб-сеноманском интервале, синхронно с базальт-андезитовым комплексом. Входящий в ассоциацию риолит-дацитовый (игнимбритовый) комплекс несогласно перекрывает все более древние образования, включая породы базальт-андезитового комплекса. В отличие от последнего он не образует протяженной полосы вдоль простирания ОЧВП, а распространен спорадически, концентрируясь на трех участках: в Ольском, Омсукчанском районах и Чукотском регионе. На Чукотке этот комплекс занимает обширные площади и представлен наиболее мощными (до 3 км) разрезами. В риолит-дацитовом комплексе преобладают породы дацитового и риодацитового состава, а на долю риолитов приходится не более 30% объема. В подчиненном количестве присутствуют андезитодациты и андезиты. Широко распространены игнимбриты дацитового и риодацитового составов, кристаллическая фаза которых образована олигоклазом и андезином, реже санидином, кварцем, биотитом, амфиболом и пироксеном. Наиболее полно сохранившиеся вулканические постройки комплекса в нижней части сложены кислыми туфами, перекрывающимися мощными потоками игнимбритов. Верхняя часть таких построек образована туфотерригенными породами, иногда содержащими потоки дацитов и риодацитов. По химическому составу породы комплекса сочетают черты известково-щелочной и щелочной серий. При сильных колебаниях уровня щелочей в целом щелочность и калиево-содержание возрастают вверх по разрезу. Породы верхней части рассматриваемого комплекса обеднены V, Ni, Co, обогащены W, Be, Mo, Bi, а также Rb, Ba, РЗЭ, приближаясь по составу к латитам.

Массивы комплекса щелочных гранитов, комагматичного риолит-дацитовому комплексу, представляют, скорее всего, бывшие приповерхностные коровые магматические камеры, с которыми было связано накопление вулканитов.

Генезис позднемеловой вулкано-плутонической ассоциации кислого состава и повышенной щелочности связан, по-видимому, со значительным вкладом корового вещества. Об этом, в частно-

сти, свидетельствуют присущие этим породам высокие значения (0,7053–0,7188)  $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$  [Милов и др., 1987]. Важно отметить, что появление риолит-дацитово́й формации и сопровождающих ее гранитоидов приурочено к заключительным этапам формирования ОЧВП, когда континентальная окраина начала испытывать сжатие, что выразилось в короблении края континента и появлении мало-амплитудных надвигов [Филатова, 1988]. Возникшая обстановка сжатия привела к задержке в коре связанных с процессом субдукции мантийных расплавов, что способствовало развитию процесса анатексиса на коровом уровне. Эти условия предопределили отсутствие в риолит-дацитовом комплексе вулканитов чисто мантийной природы, которые уступили место образованиям, связанным либо с коровыми расплавами, либо с магмами, возникшими в результате смешения мантийных и коровых выплавов. С выплавками коровых анатектических магм связано формирование своеобразных обширных кольцевых систем и мегасистем, не свойственных областям развития мантийного базальт-андезитового комплекса ОЧВП. Эти структуры имеют сложное строение, но в целом представляют гигантских масштабов просадки (до 180–250 км в поперечнике), зачастую выраженные минимумами гравитационного поля.

Верхний возрастной предел формирования надсубдукционно-окраинно-континентального ОЧВП определяется проявлением в конце позднего мела–начале палеогена процесса рифтогенеза [Полин и др., 2006; Федоров, Филатова, 1996; Филатова, 1988; Hourigan, Akinin, 2004; и др.]. Показательно, что возникшие при этом протяженные грабены нарушают структуры не только тыловой и фронтальной частей ОЧВП, но и прилежащей территории Корякско-Камчатской тектонической области [Филатова, 1988, 1995; и др.]. Эти структурно-геологические данные (в совокупности с петро-геохимическими) доказывают “пост-поясной” характер рифтогенных базальтоидов и не позволяют согласиться с мнением [Hourigan, Akinin, 2004] о тыловодужной (по отношению к ОЧВП) природе рассматриваемого рифтогенеза. Процесс рифтогенеза сопровождался накоплением двух главных комплексов – базальт-трахибазальтового и бимодального трахириолит-трахибазальтового, которые либо заполняли грабены, либо формировали вулканические плато вдоль зон разломов, рассекавших структуры ОЧВП. По петро-геохимическим характеристикам, оба комплекса являются типичными внутриплитными образованиями. Характерно субгоризонтальное залегание потоков базальтов обоих рифтогенных комплексов, несогласно перекрывших вулканические постройки центрального типа ОЧВП и зачастую выделяющихся в качестве “платобазальтов”.

Определение возрастного интервала формирования ОЧВП решалось с применением двух главных методов – фитостратиграфического и изотопно-геохронологического. По мере накопления палеоботанических данных было доказано, что первоначально установленный узкий альб-сеноманский возрастной диапазон ОЧВП [Белый, 1978; и др.] должен быть значительно расширен до кампанского уровня включительно [Лебедев, 1987; Филатова, 1988; и др.]. Хотя интервалы распространения отдельных комплексов ископаемых растений палеоботаниками трактуются неоднозначно, в целом в разрезе вулканитов ОЧВП снизу вверх выделены следующие разновозрастные флоры: позднеальбская–сеноманская (дукчандинская, амкинская), турон-коньякская (чинганджинская, арманская) и сантон-среднекампанская (ольская и усть-эмунарэльская) [Герман 2004; Лебедев, 1987]. Подчеркивается [Герман, 2004], что позднеальбские–позднемиоценовые флоры ОЧВП обнаруживают черты унаследованности от ранне-среднеальбской буор-кемюсской флоры, обнаруженной в терригенных, “допоясных” отложениях. Наиболее молодая, сантон-кампанская флора характеризует риолит-дацитовый (игнимбритовый) комплекс, составляющий специфику Центрально- и Восточно-Чукотского секторов ОЧВП, а также Ольского и Омсукчанского участков последнего.

Что касается изотопной геохронологии, то два используемых ныне комплекса методов (K-Ar, Rb-Sr, с одной стороны,  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ , U-Pb, с другой) привели к различным, существенно противоречащим друг другу, результатам в оценке возраста ОЧВП. Накопленный огромный материал по K-Ar и Rb-Sr датированиям вулканитов ОЧВП показал широкий интервал значений – 110–50 при максимуме 87–70 млн лет [Котляр, Русакова, 2005; и др.]. На фоне этой дисперсии истинными датировками признаются только наиболее высокие величины K-Ar или (и) Rb-Sr, поскольку остальные значения (как и данные Ar-Ar определений) считаются следствием многочисленных термальных событий в ОЧВП и смежных регионах, приводящих к “переустановке изотопных часов” и “отложению” вулканитов [Котляр, Русакова, 2005; и др.]. По этой методике “допоясной” вулканизм (Удско-Мургальской островной дуги) датирован в пределах поздней юры–готерива (140–137 млн лет), “постпоясные” щелочные “платобазальты” – в интервале сантон–кампан (86–80 млн лет), а весь разрез ОЧВП – в диапазоне поздний альб–сеноман (110–93 млн лет). При такой трактовке K-Ar и Rb-Sr определений главный базальт-андезитовый комплекс ОЧВП – дифференцированные вулканиты известково-щелочной серии – практически не выходит за пределы раннего сеномана, а

более молодые датировки второй половины сеномана считаются свойственными локально развитым кислым вулканитам больших объемов. Эти данные И.Н. Котляр, многолетний исследователь и знаток геологии Северо-Востока России, посчитал достаточным для переинтерпретации возраста флор ОЧВП и, в частности, для утверждения, что все считающиеся сенон-кампанскими флоры ОЧВП “присутствуют исключительно в сеноманских толщах” [Котляр, Русакова, 2005]. Представляется, что установленный широкий диапазон К-Аг и Rb-Sr определений вулканитов ОЧВП вряд ли служит основанием для столь категоричных суждений, как и для сужения интервала формирования ОЧВП в целом.

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  и U-Pb датирование вулканитов первоначально привело авторов этих исследований к выводу о сенонском возрасте всего ОЧВП и необходимости кардинальной ревизии его возраста в сторону омоложения [Акинин, Ханчук, 2005; Hourigan, Akinin, 2004; Ispolatov et al., 2004; и др.]. Более того, эта, казалось бы, новая хронологическая основа была использована рядом геологов для разработки новых тектонических и геодинамических моделей Арктическо-Евразийско-Северо-Американского региона, в которых нижняя возрастная граница ОЧВП оценивается не древнее 90 млн лет.

Однако эта “недооценка” возрастного интервала формирования ОЧВП была связана с тем, что Аг-Аг и U-Pb исследования первоначально были сосредоточены на участках развития кислых, существенно щелочных вулканитов больших объемов (Ольское плато, Центрально- и Восточно-Чукотский секторы ОЧВП), сенонские флоры в которых уже были известны ранее. Но как только подобного рода изотопно-геохронологические исследования (в большинстве своем по минералам: плагиоклазам, роговой обманке, биотиту и цирконам) были распространены на другие участки ОЧВП, в Анадырском секторе обнаружилось присутствие позднеальбских андезитов (104,9–101,6 млн лет), а в Охотском секторе – интрузий с датировками 103–100 млн лет. Таким образом, проявление альбского магматизма на площади ОЧВП было доказано не только палеоботаническим, но и Аг-Аг и U-Pb методами [Тихомиров и др., 2006]. И только первоначальным настроем на сенонский возраст ОЧВП можно объяснить оставшиеся у авторов данных определений сомнения относительно принадлежности этих альбских вулканитов именно к ОЧВП, а не к каким-то иным структурам [Тихомиров и др., 2006]. При этих же работах выявлено, что вулканиты кислого состава на границе Анадырского и Центрально-Чукотского секторов ОЧВП имеют сеноман–сантонский возраст ( $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ): 93,7 (амфибол), 91,8 (плагиоклаз), 84,2 (амфибол) млн лет.

Имеется не так уж много Ar-Ar и тем более U-Pb датировок пород ОЧВП (несколько более 50), к тому же распределенных по площади весьма неравномерно. Но уже сейчас можно присоединиться к мнению [Тихомиров и др., 2006] о принципиальной согласованности результатов палеофлористического и изотопно-хронологического (методы  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  и U-Pb) датирования отдельных подразделений ОЧВП и этапа его формирования в целом. Синтез этих результатов свидетельствует об альбском–кампанском интервале развития ОЧВП.

## **7.2. ОХОТСКО-КОРЯКСКИЙ ПОЗДНЕЮРСКИЙ–СРЕДНЕМЕЛОВОЙ ОРОГЕННЫЙ ПОЯС**

Обращение к столь географически удаленному от Арктики региону северо-западного континентального обрамления Тихого океана (в частности, к территории Корякского нагорья) вызвано тем, что геодинамическое развитие структур всех этих регионов обнаруживает непосредственную взаимосвязь.

Традиционно принято считать, что по мере приближения к Тихому океану происходит омоложение возраста тектонических дислокаций. Однако в публикациях неоднократно указывалось, что Охотско-Корякский (иногда называемый Корякским или Корякско-Западно-Камчатским) орогенный пояс сформировался на позднекиммерийском (среднемеловом) этапе [Парфенов и др., 2003; Соколов, 1988; Филатова, 1988; и др.] и, таким образом, синхронен Верхояно-Чукотскому орогенному поясу, что следует учитывать в палеогеодинамических реконструкциях.

Однако не только возраст, но и строение Охотско-Корякского орогенного пояса составляет предмет дискуссий. Нередко здесь выделяются обособленные, самостоятельно развивавшиеся террейны, природа которых остается загадочной. Во многом эта ситуация объясняется слабой разработкой стратиграфии вскрывающихся здесь отложений, что в свою очередь затрудняет понимание тектоники региона.

Значительный прогресс радиоляриевого биостратиграфического метода позволил нам [Вишневская, Филатова, 2008] осуществить корреляцию кремнисто-вулканогенных отложений восточной части Охотско-Корякского орогенного пояса в пределах Корякского нагорья (рис. 36), вследствие чего возможным оказалось расшифровать тектоническую структуру этой территории.

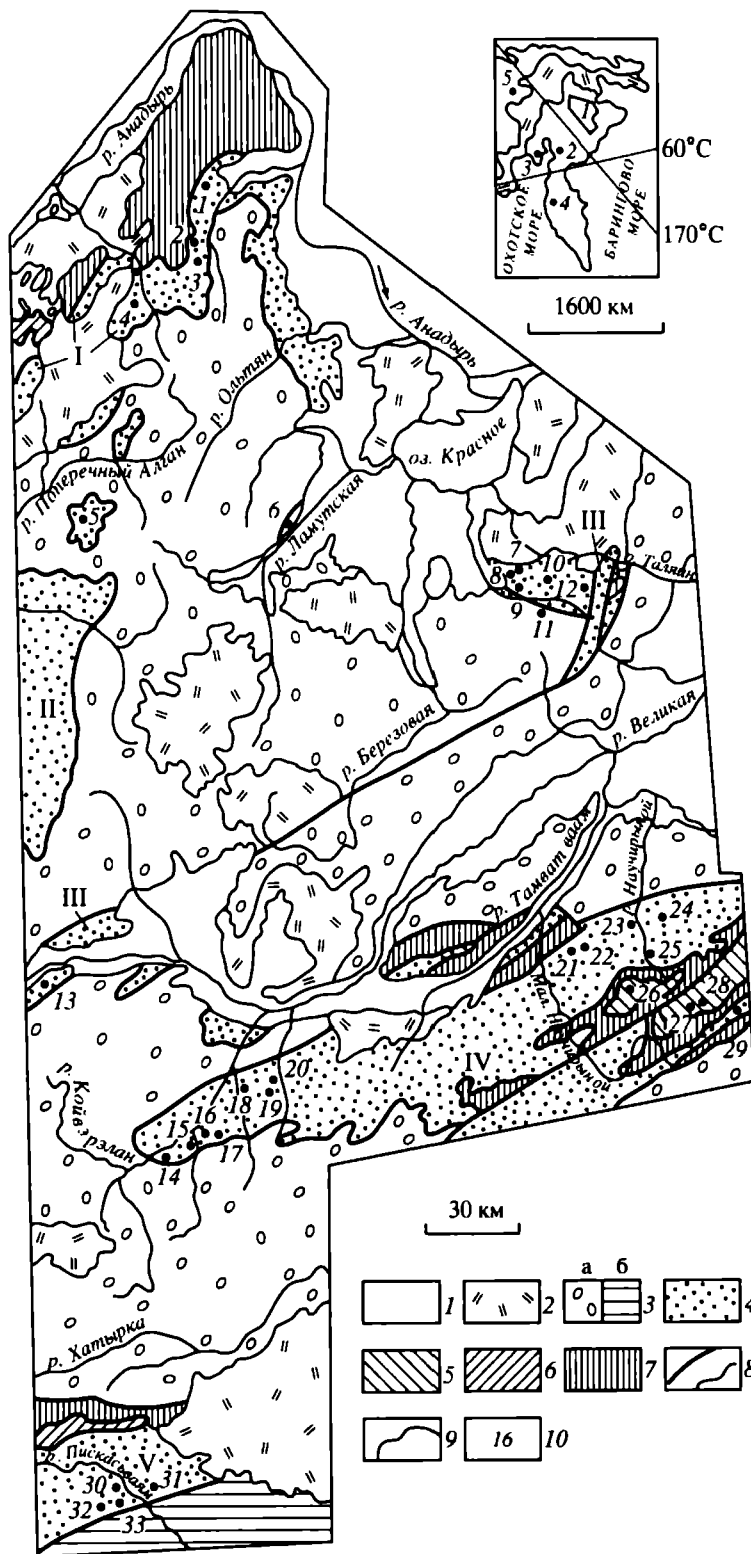
В целом по этому поводу противостоят две точки зрения. Согласно одной из них [Ставский и др., 1989; и др.], мезозойские отложения накапливались *in situ*, что явилось основанием для реконструкции на рассматриваемой территории неперемещенных ансамблей палеостровных дуг – палеожелобов и т.п. По другой версии, принятой большинством исследователей [Александров, 1978; Григорьев и др., 1986, 1987; Зинкевич, 1981; Казимиров, 1985; Руженцев и др., 1982; Соколов, 1988, 1990; Соколов и др., 1988; Тильман, 1987; Филатова, 1988; и др.], признается аллохтонный характер этих кремне-вулканогенных отложений, параавтохтоном для которых являются широко распространенные (см. рис. 36) апт-сенонские туфогенно-терригенные породы, датированные по радиоляриям, аммонитам и иноцерамам.

Изучение стратиграфии среднемезозойских кремне-вулканогенных отложений включает также задачу расшифровки тектонической структуры вышеперечисленных зон Корякского нагорья, поскольку одни геологи видят в них полный неискаженный разрез в интервале верхняя юра–нижний мел, а другие считают, что в этих зонах тектонически совмещены породы различных стратиграфических уровней мезозоя, а местами даже палеозоя. Согласно первой точке зрения, на рассматриваемой территории

**Рис. 36.** Схема размещения изученных тектоностратиграфических разрезов юрско-неокомских терригенно-кремне-вулканогенных отложений востока Корякского нагорья (Охотско-Корякский орогенный пояс)

1 – четвертичные отложения; 2 – палеоген-неогеновые терригенно-вулканогенные отложения; 3 – альб-верхнемеловые отложения: а – терригенные, б – яшмо-вулканогенные; 4 – нижнеюрские–готеривские терригенно-кремне-вулканогенные отложения (на отдельных участках тектонически совмещённые с палеозойскими, триасовыми и альб-верхнемеловыми отложениями); 5 – нижне-среднеюрские яшмо-базальтовые отложения; 6 – палеозойские и нижнеюрские осадочные и вулканогенные отложения нерасчленённые; 7 – габбро-гипербазитовый и плагиигранитный комплексы нерасчленённые; 8 – тектонические границы (сдвиги, надвиги); 9 – стратиграфические границы; 10 – местоположение изученных тектоностратиграфических разрезов и их номера (1 – левобережье р. Утёсики, долина р. Перевальной, 2, 3 – левобережье р. Утёсики, верховья, 4 – р. Правый Коначан, 5 – левобережье р. Поперечный Алган, 6 – левобережье р. Ламутской, 7–12 – хребет Рарыткин: 7 – междуречье Правый Талыйнин–Кэптэчкаыл, 8 – правобережье р. Правый Талыйнин, 9 – устье руч. Ясный, 10 – междуречье Правый Талыйнин–Ясный, 11 – левобережье р. Правый Талыйнин, 12 – междуречье Правый Талыйнин–Правый Талыйнин, 13 – верховье р. Великой, 14–18 – правобережье р. Койвэрэлан: 14 – гора Семиглавая, 15–17 – долина р. Талыкаурухын, 18 – низовье р. Койвэрэлан, 19, 20 – долина р. Завитой, 21, 22 – правобережье р. Малый Научирынай, 23–26 – бассейн р. Научирынай, 27–29 – правобережье р. Эльгеваям, северный склон горы Средней, 30–33 – бассейн р. Пикасьваям). Римскими цифрами обозначены зоны распространения юрско-неокомских терригенно-кремне-вулканогенных комплексов: I – Таловско-Майнская, II – Ваежско-Алганская, III – Велико-реченско-Рарыткинская, IV – Койвэрэланско-Майницкая, V – Пикасьваям-Эконайская. На врезке показаны участки, в которых установлены аналоги юрско-меловых терригенно-кремне-вулканогенных отложений востока Корякского нагорья: 1 – Корякия, 2 – Куюл, 3 – Тайгонос, 4 – Омгон, 5 – Анюй

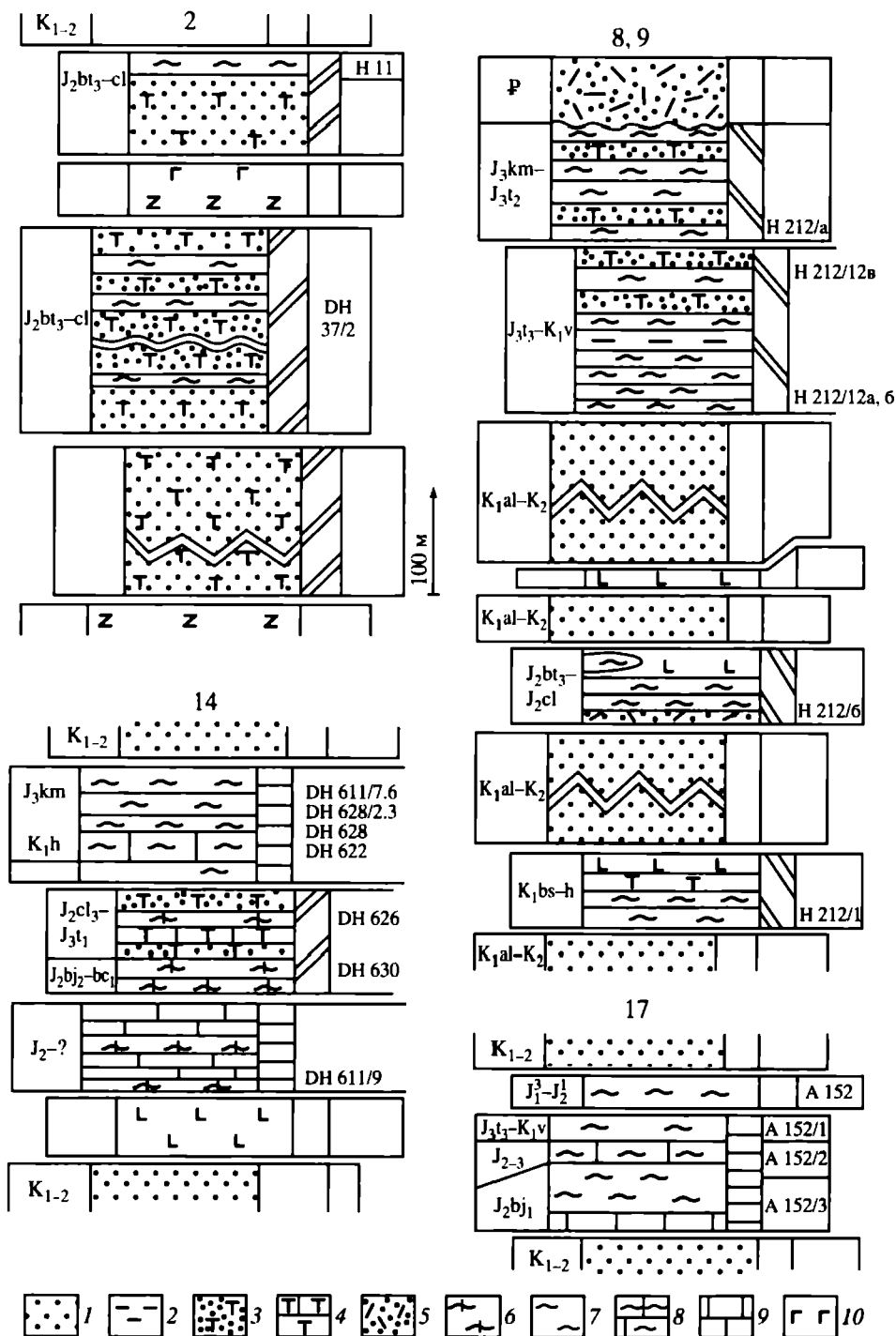




кремне-терригенно-вулканогенные отложения традиционно выделялись в качестве верхнеюрско-нижнемеловых синхронных пекульнейвеемской и чирынайской свит (или серий) [Александров, 1978; Григорьев и др., 1986; Зинкевич, 1981; Кайгородцев, 1961; Шмакин, 1991; и др.]. Возраст их верхней части, на основе редких находок бухий и белемнитов, считался берриас-готеривским. Обнаруженные в этих породах немногочисленные радиолярии были отнесены к верхнеюрским–нижнемеловым койвэрэланскому и охотскому комплексам [Зинкевич, 1981], которые, однако, не получили убедительных датировок вследствие существовавших тогда методических приёмов. Все эти ранее выделявшиеся свиты (серии) отличались чрезвычайной скудностью макрофауны, практически полностью отсутствующей в кремнистых породах, поразительно высокими мощностями (до более 5 км), чрезвычайной пестротой литологического состава, что не позволяло коррелировать разрезы этих свит даже на близлежащих участках [Стратиграфический..., 1979]. В последние годы проблема датировки этих свит усложнилась в связи с тем, что в поле их развития были обнаружены радиолярии ранней и средней юры [Березнер и др., 1990; Крымсалова, 1990; Сафонов и др., 1988], хотя вмещающие эти радиолярии породы считались распространёнными лишь локально.

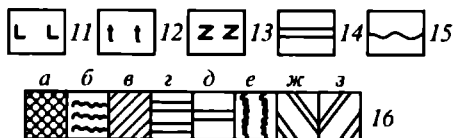
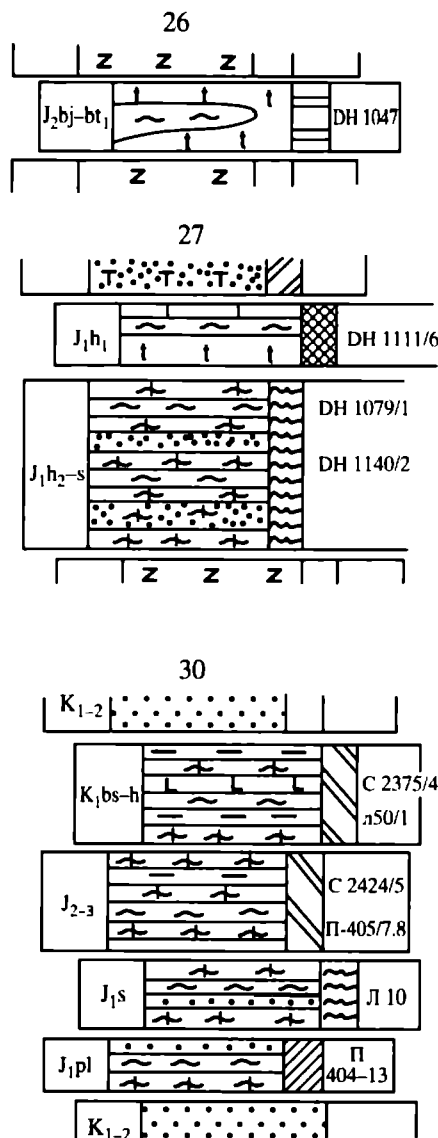
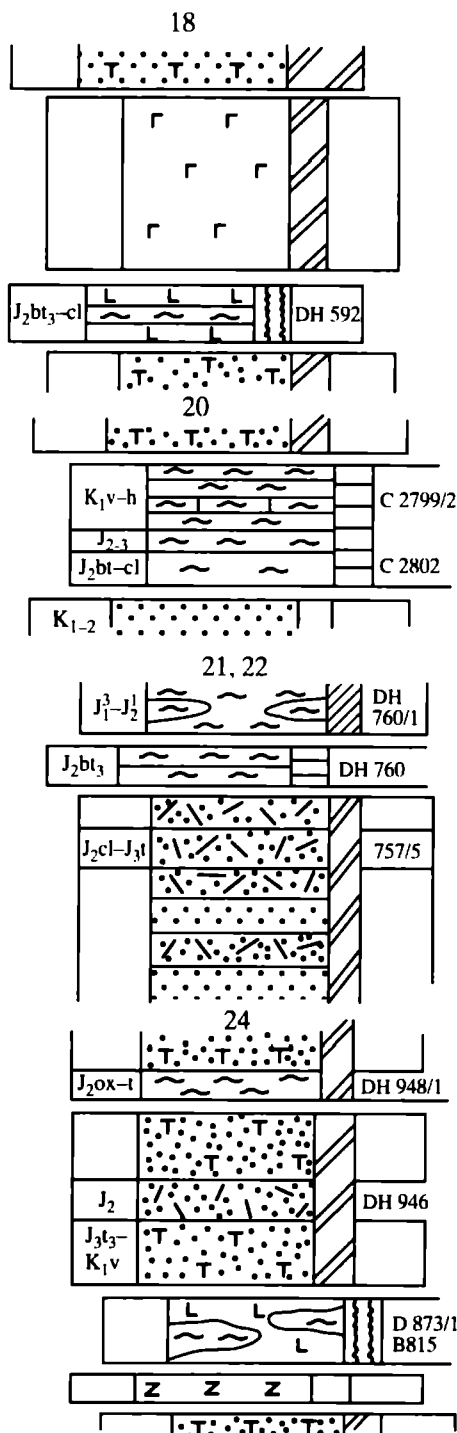
Наши полевые исследования показали широкое развитие в Охотско-Корякском орогенном поясе в пределах Корякского нагорья надвигов, по которым породы различных интервалов мезозоя совмещены в сложные тектоностратиграфические разрезы (рис. 37). Промежуточным неоавтохтоном для чешуйчато-надвиговых структур региона, в которых тектонически совмещены наряду со среднемеозойскими породами палеозойско-нижнемезозойские образования, включая базит-гипербазитовые комплексы, являются альб-верхнемеловые существенно терригенные отложения, претерпевшие складчато-чешуйчатые дислокации. Более молодой неоавтохтон представлен терригенно-вулканогенными породами Западно-Камчатского-Корякского позднеэоцен-олигоценного пояса [Филатова, 1988].

Обнаруженные В.С. Вишневской в яшмах, кремнях и терригенно-кремнистых породах комплексы радиолярий позволили определить или существенно уточнить возрастные интервалы толщ, отдельных пластин тектоностратиграфических разрезов [Вишневская и др., 1991; Филатова и др., 1990]. Важно, что при этом удалось датировать эффузивные породы, ассоциирующие с радиолярий содержащими породами, а привлечение петро-геохимического метода выявило принадлежность вулканитов к различным геодинамическим палеообстановкам.



**Рис. 37.** Тектоностратиграфические разрезы нижнеюрских–готеривских образований востока Корьякского нагорья (фрагмент Охотско-Корьякского орогенного пояса)

Номера колонок соответствуют номерам местонахождений разрезов (см. рис. 36). В первой графе колонок даны возрастные интервалы, в третьей графе – принадлежность к определённой толще (см. знак 16).



1 – песчаники, алевролиты субаркозовые, аргиллиты; 2 – алевролиты и аргиллиты, в том числе кремнистые; 3 – туфиты и туфы основного состава, туфопесчаники, прослои пепловых туфов кислого состава; 4 – туфы и туфиты известковистые; 5 – пепловые туфы и туфиты кислого состава; 6 – кремни зелёносерые, серые, чёрные; 7 – яшмы сургучно-красные; 8 – яшмы известковистые и кремнистые известняки; 9 – известняки;

10–12 – базальты: 10 – толситы островодужные и бониниты, 11 – толситы типа MORB, 12 – толситы и щелочные базальты типа OIB; 13 – габбро-гипербазитовый комплекс серпентинизированный; 14, 15 – границы: 14 – тектонические (надвиги), 15 – стратиграфические; 16 – толщи нижней юры – готерива: а – яшмо-щёлочнобазальтовая, б – кремне-терригенная, в – яшмо-кремнёвая, г – ферротитанистых базальтов, д – яшмовая, е – яшмо-базальтовая, ж – туффито-яшмо-базальтовая, з – терригенно-вулканогенная. Наиболее полные возрастные интервалы этих толщ даны на рис. 38



Наши, совместные с доктором геол.-мин. наук В.С. Вишневской, исследования охватывали два этапа. Вначале были установлены предварительные возрастные интервалы юрско-меловых кремне-вулканогенных толщ [Филатова, Вишневская, 1992]. Последующие дополнительные исследования с использованием новых данных по стратиграфическому распространению руководящих видов радиолярий позволили В.С. Вишневской значительно уточнить, а местами даже изменить возраст выделенных толщ, а также предложить корреляцию этих толщ востока Корякского нагорья с синхронными образованиями других участков северо-запада континентального обрамления Тихого океана.

#### **7.2.1. Стратиграфическое расчленение юрско-меловых кремне-вулканогенных отложений в тектоно-стратиграфических разрезах востока Корякского нагорья (радиоляриевый и литофациальный анализы)**

В настоящее время радиолярии приравнены к ортостратиграфической группе фауны и занимают одно из ведущих мест при стратиграфическом расчленении осадочных толщ. Для юрско-меловых вулканогенно-кремнистых толщ Корякского нагорья они являются единственной группой фауны, поскольку в среднепозднемезозойских кремне-вулканогенных отложениях макрофауна встречается крайне редко; присутствующие палеонтологические остатки представлены в них микрофауной, а именно, радиоляриями. Поэтому биостратиграфическое расчленение пород выполнено В.С. Вишневской на основании радиоляриевого анализа. Для расчленения среднепозднемезозойских кремне-вулканогенных отложений предложены биостратиграфические подразделения – слои с микрофауной, относимые к категории вспомогательных биостратиграфических подразделений. Биостратиграфическое подразделение кремне-вулканогенных отложений на слои с радиоляриями выбрано еще и потому, что мы проводили исследования в регионе со сложным чешуйчато-надвиговым строением, изучали преимущественно тектоностратиграфические разрезы, в которых прослеживание изменений характера остатков в подстилающих и

перекрывающих образования возможно только в редких случаях. Тем не менее предложенные слои – это отложения, охарактеризованные определенным комплексом характерных видов радиолярий, отличающихся от комплексов смежных подразделений.

**Нижняя юра (геттанг–синемюр).** Данный возрастной интервал включает две толщи: геттангскую яшмо-щёлочнобазальтовую и геттанг-синемюрскую кремне-терригенную, вскрывающиеся в южной части рассматриваемой территории, на востоке Койвэрэ-ланско-Майницкой зоны (см. рис. 36, пункты 27, 30) .

**Яшмо-щёлочнобазальтовая толща** в небольших тектонических блоках обнажается на многих участках бассейнов рек Малый Научирынай и Научирынай (в правобережье р. Эльгеваям, на северном и южном склонах горы Средней и в правобережье р. Малый Научирынай). На северном склоне горы Средней (см. рис. 37, пункт 27) эта толща слагает пластину, тектонически перекрывающую нерасчленённые геттанг-синемюрские отложения. Яшмо-щёлочнобазальтовая толща представлена здесь переслаивающимися (0,5–2 м) щелочными высокотитанистыми базальтами и красными яшмами. Эффузивы по составу обнаруживают сходство с внутриплитными образованиями (WPB) и наиболее близки к базальтам океанических островов (OIB). Яшмы содержат примесь карбонатного материала и на отдельных участках замещаются кремнистыми известняками. В чередующихся с базальтами яшмах (см. рис. 36, 37, пункт 27, обр. DH1111/6) определены радиолярии, которые нами выделены [Вишневская, Филатова, 2008] как нижнегеттангские слои, вмещающие комплекс с *Saitoum keki*. Вследствие зелёной окраски базальтов и сургучно-красного цвета яшм толща имеет пестрый зелёно-фиолетовый облик и обычно хорошо выделяется на местности. Породы этой толщи подвержены зелёносланцевому метаморфизму, милонитизации и катаклазу. Локально указанные выше разности превращены в чередующиеся изумрудно-зелёные и красные сланцы. В этой толще местами присутствуют пачки серых перекристаллизованных известняков (от долей до первых метров). Максимальная видимая мощность рассматриваемого комплекса не менее 70 м.

**Кремне-терригенная толща** широкой, ограниченной сдвигами полосой северо-восточной ориентировки протягивается из бассейна р. Чирынай в верховья р. Малый Научирынай, наибольшие площади занимая в правобережье р. Эльгеваям. Кроме того, рассматриваемая толща закартирована нами в бассейне р. Пикасьваям. Эта толща по надвигам контактирует с гипербазитами, а также с породами других толщ раннеюрского и среднеюрского–готеривского возраста. Мощность кремне-терригенной толщи не менее

первых сотен метров. Сложена она тонко чередующимися серыми и чёрными кремнями, чёрными мелкозернистыми песчаниками, серыми кремнистыми алевролитами и подчинёнными прослоями красных яшм и зачастую имеет турбидитовый облик. Мощность отдельных прослоев – первые сантиметры, редко десятки сантиметров. Изредка породы содержат примесь дистального пепла кислого состава, переходя на отдельных участках в туффиты. Присутствуют пачки (мощностью первые метры) тонкослоистых кремней. Породы интенсивно катаклазированы, многочисленные трещины заполнены халцедоном. Преобладающий состав обломков песчаников и алевролитов (обычно они слабо обработаны, угловатые и угловато окатанные) – плагиоклазы, кварц, плагиограниты, риолиты, дациты, андезитодациты, яшмы, кремни, редко – пироксены, базальты, песчаники, алевролиты. Радиолариевые комплексы нижней юры (геттанга-синемюра) обнаружены в кремнях и яшмах кремне-терригенной толщи в двух местонахождениях (см. рис. 36, 37, пункты 27, 30).

В бассейне р. Научирынай пластина кремне-терригенной толщи располагается в одном тектоностратиграфическом разрезе между пластинами геттанских отложений и гипербазитов. Из красных кремней этой толщи здесь (см. рис. 36, 37, пункт 27, обр. ДН1140/2) определены радиоларии, позволяющие выделить слои с *Canoptum merum* верхнего геттанга, широко распространенные в Северном полушарии Тихоокеанского пояса [Pessagno et al., 1987; Carter et al., 1998]. Кроме того, из серых кремней этой пластины определены радиоларии, отнесенные к слоям с *Parahsuum simplum* нижнего синемюра. Непосредственно восточнее рассматриваемого района, на северо-западных склонах горного массива с вершиной Угрюмая, синемюрский комплекс радиоларий был выявлен в кремнях ранее [Березнер и др., 1990]. Таким образом, возрастной интервал кремне-терригенной толщи охватывает поздний геттанг-синемюр.

На юго-западе рассматриваемой территории, в бассейне р. Пикасьваям южной части Корякского нагорья, в тектонической пластине, сложенной серыми кремнями, переслаивающимися с зелеными и лиловыми кремнистыми туффитами (см. рис. 36, 37, пункт 30, обр. Л10), определены радиоларии, позволяющие выделить слои верхнего синемюра с *Katroma bicornis*, хорошо известные в Приморье, где они были установлены в бассейне р. Амур.

**Нижняя–средняя юра (плинсбах–аален).** Этот возрастной интервал представлен *яшмо-кремнёвой толщей*, редкие мало-мощные тектонические чешуи которой встречены в южной части рассматриваемой территории, в бассейнах рек Койвэрэлан

и Пикасьваам, где эта толща по надвигам совмещена в тектоно-стратиграфических разрезах с пластинами других мезозойских образований. Толща образована переслаивающимися красными яшмами (нередко с примесью дистального кислого пепла), известковистыми яшмами, серыми и тёмно-серыми кремнями и кремнистыми алевролитами с линзами серых известняков. Мощности отдельных прослоев от первых сантиметров до первых десятков сантиметров.

В бассейне р. Пикасьваам эта толща, залегающая в разобщённых тектонических чешуях, сложена фтанитоподобными кремнями от темно-серого до черного цвета с редкими линзовидными прослоями (10–15 см) лиловых и сургучно-красных яшм. В черных кремнях (см. рис. 36, 37, пункт 30) из левобережья р. Хатырка определены радиолярии, которые позволяют выделять эти отложения как плинсбахские слои с *Droplitus hecatensis*–*Katroma westermanni*.

В правобережье р. Койвэрэлан (см. рис. 36, 37, пункт 17) яшмо-кремневая толща занимает наиболее высокое структурное положение в тектоностратиграфическом разрезе, где она залегает на пластине юрско-готеривской яшмовой толщи и по надвигу перекрывается альб-верхнемеловыми породами промежуточного неогавтохтона. Эта чешуя сложена тонкопереслаивающимися бордовыми известковистыми и туфогенными яшмами и кремнистыми алевролитами. В последних определен комплекс радиолярий [Вишневская, 2001], позволяющий, благодаря первому появлению индекс вида в аалене, установить тоар?-аленские слои с *Laxtorum jurassicum*, которые ранее выделялись как плинсбах-нижнебайосские слои [Практическое..., 1999]. Западнее, на правобережье р. Талякаурухын (см. рис. 36, 37, пункт 16), столь же тонкие тектонические чешуи этой толщи встречены ещё в нескольких местах. В серых кремнистых алевролитах, обогащенных радиоляриями и чередующихся с известняками, здесь обнаружен тот же ранне?-среднеюрский (тоар?-нижнеааленский) комплекс радиолярий. Кроме того, в кремнистых туффитах здесь определён ааленский комплекс радиолярий. Структурно ниже в этом разрезе залегает ограниченная надвигами пластина яшмовой толщи с радиоляриями позднего байоса.

Таким образом, рассматриваемая яшмо-кремнёвая толща (и отдельные фрагменты её разреза) всюду выделена благодаря обнаружению в ней комплекса радиолярий, характерного для плинсбах-ааленского интервала. Истинные соотношения этой толщи с геттанг-синемюрской неизвестны, однако не исключено, что, обладая большим литологическим сходством, при осадконакоплении они



сменяли друг друга в разрезе без несогласия. Нынешний характер залегания ниже-среднеюрских отложений в тектоностратиграфических разрезах Восточной Корякии в виде тектонических линз, где по радиоляриям выделены несколько стратиграфических уровней (плинсбахский и тоар?-ааленский или ааленский), обусловлен исключительно последующим (в средне-позднемеловое время) надвигообразованием.

**Средняя юра—нижний мел.** Байос—готеривский интервал включает пять различных по составу толщ: яшмовую, яшмо-базальтовую, ферро-титанистых базальтов, туффито-яшмо-базальтовую, терригенно-вулканогенную. Тектонические пластины этих толщ или целиком охватывают этот возрастной диапазон, или принадлежат какому-либо определённом его уровню.

**Яшмовая толща** байоса—готерива в разобщённых и мало-мощных тектонических чешуях, перемежающихся с пластинами альб-верхнемеловых отложений промежуточного неоавтохтона, локально распространена на многих участках юга восточной части Корякского нагорья (Койвэрэланско-Майницкая и Пикась-ваям-Эконайская зоны). Наиболее полные её разрезы отмечены в бассейнах р. Великой и правых её притоков. Вследствие маломощности (60–80 м) и характера залегания (в виде тонких тектонических чешуй) эта толща ранее нередко рассматривалась в качестве линзовидных прослоев в отложениях, на самом деле не имеющих с ней ни генетических, ни возрастных связей. Рассматриваемая толща образована яшмами с прослоями известковистых яшм, кремнистых известняков, кремней, которые местами замещаются чёрными слоистыми кремнями, зеленовато-серыми кремнистыми алевролитами и известняками. На отдельных участках толща включает толеиты типа MORB.

Ниже-среднебайосские слои, ранее выделявшиеся нами в интервале байос—нижний бат в Корякском нагорье (см. рис. 36, 37, пункт 17, обр. Л152/3), определены в более узком возрастном интервале. Эти яшмовые слои на водоразделе рек Койвэрэлан—Талякаурхын обнажаются в тонком (20–25 м) тектоническом клине, зажатом между чешуями флишоидно-песчаниковой ниже-верхнемеловой толщи.

Наиболее полный разрез яшмовой толщи сохранился в правобережье р. Талякаурхын и правобережье р. Койвэрэлан (см. рис. 36, 37, пункт 17). В пункте 17 в наклонённой (60°) на север тектонической пластине, налегающей на альб-верхнемеловые отложения промежуточного неоавтохтона, снизу вверх располагаются: 1) серые известняки видимой мощностью 3 м; 2) серые кремни брекчированные, содержащие представительный комплекс радио-

лярный нижнего–среднего байоса; 3) коричнево-бордовые известковистые (с примесью вулканического пепла) яшмы с радиоляриями позднего келловей–титона; 4) голубовато-серые яшмы и кремни с радиоляриями поздней юры–раннего мела (обр. Л 1521]. Таким образом, здесь в непрерывном разрезе представлена позднебайос–раннемеловая часть (скорее всего по валанжин) разреза яшмовой толщи. Тектоностратиграфический разрез венчается ранее описанной пластиной плинсбах–ааленской яшмо–кремневой толщи.

На востоке Койвэрэланско–Майнской зоны, в бассейне р. Малый Научирынай (см. рис. 36, 37, пункт 21, 22), в тонкой чешуе яшмовой толщи, залегающей между пластинами яшмо–кремневой и терригенно–вулканогенной толщ, обнаружен комплекс радиолярий, по которому выделены одноименные верхнебайосские слои.

Тонкие тектонические чешуи яшмовой толщи прослежены и далее на северо–восток в правобережье р. Великой, где в этой толще определен нижнебатский комплекс радиолярий, сходный с омгонским [Богданов и др., 1991], который позволяет выделять одноименные слои.

В правобережье р. Койвэрэлан, в долине р. Завитая (см. рис. 36, 37, пункты 19, 20), яшмовая толща образует структурно нижнюю пластину тектоностратиграфического разреза мезозойских аллохтонных пород. Пластина сложена маломощными (до 60 м) красными слоистыми яшмами, местами известковистыми, иногда переходящими в розовато–серые кремнистые известняки. В низах пластины в яшмах обнаружен комплекс радиолярий позднего бата. В средней части разреза в яшмах выявлен келловейский комплекс радиолярий (см. рис. 36, 37, пункт 20, обр. С2799/2). Терригенно–карбонатные породы верхней части пластины содержат многочисленные обломки призматического слоя иноцерамов, среди которых обнаружены фрагменты раковин, напоминающих, по мнению Г.П. Тереховой и В.П. Похиалайнена, готеривские *Inoceramus colonicus* Fnd и *I. heteropteris* Poch. Н.Ю. Брагин из яшм этой терригенной толщи выделил нижнемеловой комплекс радиолярий [Шмакин, 1991; и др.].

Далее на запад среднеюрская–нижнемеловая яшмовая толща вскрывается на правобережье р. Койвэрэлан, в массиве горы Семглавой, интерпретация геологического строения которого вызывает большие дискуссии. Ранее здесь выделялся непрерывный ряд свит с возрастом от поздней юры до готерива [Дундо, Жамойда, 1963; Чехов, 1979; Шмакин, 1991]. Этот разрез в целом был отнесён к верхнемеловой олистостроме, содержащей валанжинские известняки, кремни и яшмы. Г.П. Терехова и В.Б. Шмакин [Шмакин,

1991]. Мы установили, что разрез яшмовой толщи, слагающей на южных склонах горы Семиглавой структурно верхнюю из среднемезозойских пластин, имеет трехчленное строение (см. рис. 36, 37, пункт 14). В нижней (20 м) части, сложенной слоистыми красными, буровато-серыми, реже зелёными радиоляриевыми яшмами, обнаружены радиолярии позднекелловей–кимериджского и раннетитонского комплекса). Из пестрых кремней определены радиолярии позднекимериджского комплекса. Титонский комплекс с *P. haesckeli* установлен в вышележащих кремнях [Вишневская, 2001]. В средней части разреза пластины (30 м) железистые яшмы переслаиваются с красными и розовыми известковистыми яшмами и кремнями, а в верхах пачки – с серыми и розово-серыми кремнистыми известняками. В яшмах основания средней пачки определены радиолярии позднетитон–раннеберриасского комплекса с *Mirifusus baileyi*–*Parvicingula khabakovi*. Выше залегают спилулово–радиоляриевые кремни, вмещающие позднеберриас–ранневаланжинский комплекс радиолярий. Аналогичный комплекс радиолярий обнаружен на этом уровне в чередующихся с яшмами чёрных микрослоистых кремнях, послойно обогащённых мелкокорассеянным пиритом и гидроокислами железа. Верхняя пачка разреза этой пластины образована яшмами с линзами известковистых яшм и кремнистых известняков (40 м). Последние содержат бухии валанжина (*Buchia* cf. *inflata*, *B.* cf. *sibirica*) [Терехова, Шакин, 1982]. Мы из яшм этой части разреза определили радиолярии берриаса–валанжина. В яшмах самых верхов разреза этой пластины встречены радиолярии, расцвет которых приходится на конец валанжина и готерив. Здесь мы выделили завершающие разрез готеривские слои (обр. ДН628/3). Таким образом, в массиве горы Семиглавой яшмовая толща представлена непрерывным разрезом от келловей до готерива включительно, т.е. по сравнению с районом междуречья Койвэрэлан–Талякаурухын (см. рис. 37, пункт 17) здесь присутствует более молодая, готеривская часть её разреза.

Таким образом, яшмовая толща восточной части Корякского нагорья характеризуется двумя особенностями: очень маленькой (десятки метров) мощностью и принадлежностью к широкому возрастному интервалу – байос–готериву, но интервалы нижнего келловей, оксфорда и верхнего кимериджа в пределах развития яшмовой толщи нами не обнаружены.

**Яшмо-базальтовая толща** среднеюрского–неокомского возраста имеет широкое распространение по всей рассматриваемой территории. Сложенные ею тектонические пластины присутствуют в Усть-Бельских горах (Таловско-Майнская зона), в междуречье

Поперечный Алган-Ольтян-Ламутская (Ваежско-Алганская зона). Аналоги этой толщи, судя по литературным данным [Григорьев и др., 1987; Руженцев и др., 1982], широко распространены и в Пикасьваямско-Эконайской зоне. Эта толща сложена толеитовыми базальтами и диабазами типа MORB [Злобин и др., 1991] и яшмами; изредка присутствуют тёмно-серые кремни, кремнистые аргиллиты и алевролиты. Соотношение объёмов эффузивов и яшм меняется на площади, как непостоянны и мощности этих пород. Базальты и диабазы образуют серию потоков суммарной мощностью до 100 м. Яшмы (красные, изредка с прослоями зелёных разностей) тонкослоистые и параллельнослоистые, образуют пачки мощностью до первых десятков метров. Контакты толщи с образованиями другого возраста только тектонические. Максимальная видимая её мощность в тектонических пластинах 150–200 м.

На южных склонах Усть-Бельских гор такая пластина сложена несколькими потоками толеитов типа MORB общей мощностью первые десятки метров, содержащими линзы яшм. Юго-западнее, в междуречье Поперечный Алган–Ламутская, среди тектонически нарушенных альб-верхнемеловых пород располагается несколько небольших тектонических чешуй, сложенных красными, реже зелёными слоистыми яшмами (с прослоями серых кремнистых алевролитов) и потоками зеленовато-чёрных диабазов типа MORB сумарной видимой мощности до 120 м. В левобережье р. Поперечный Алган (см. рис. 36, пункт 5) в залегающих среди толеитов линзах яшм обнаружены два комплекса радиолярий: позднелловей–среднетитонский и позднетитон–берриасский. Юго-восточнее, в левобережье р. Ламутской (см. рис. 36, пункт 6), в ассоциирующих с базальтами яшмах встречены многочисленные радиолярии титонского возраста.

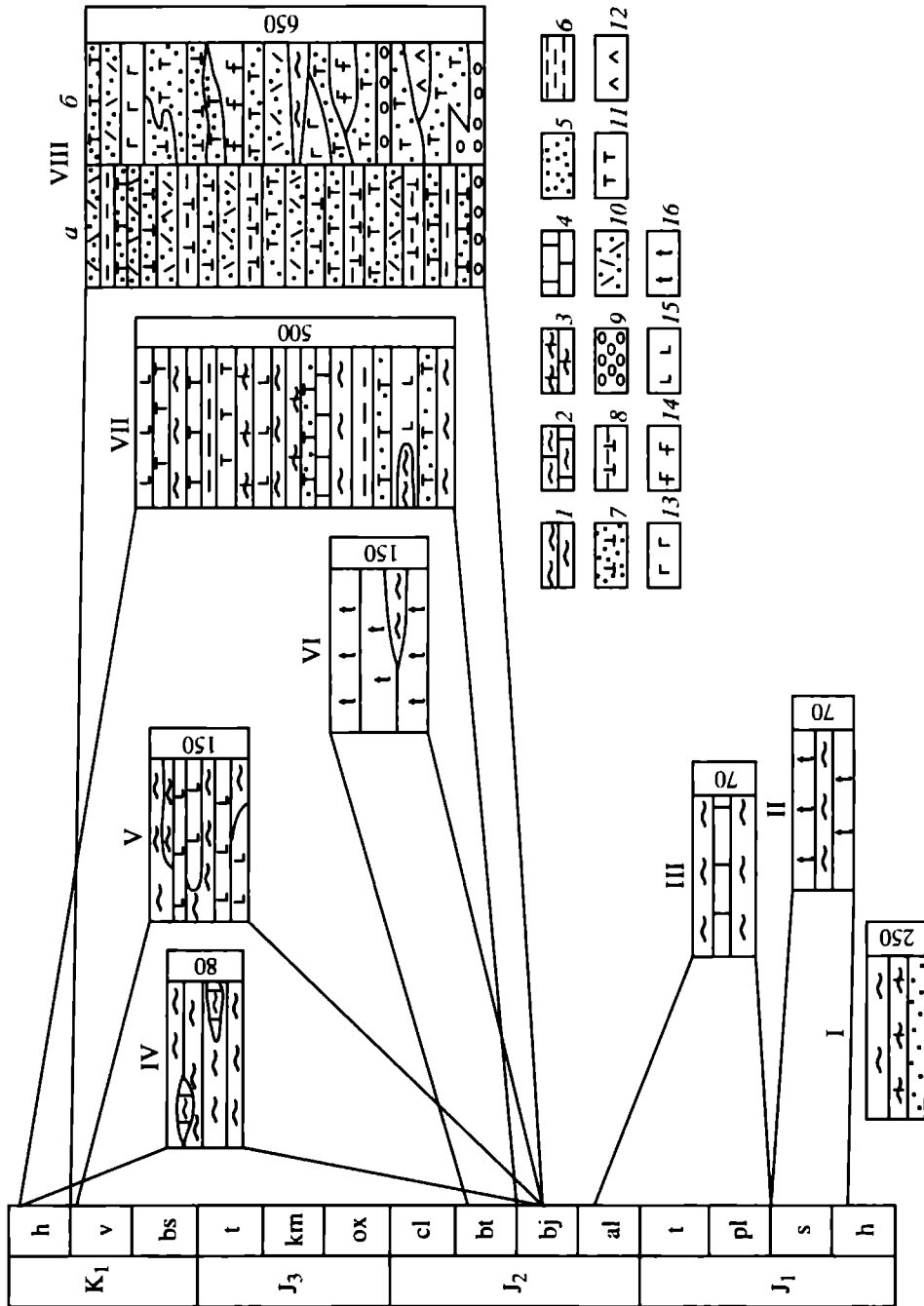
Южнее, в Койвэрэланско-Майницкой зоне, нередко встречаются тектонические пластины с различными частями разреза яшмо-базальтовой толщи. Так, в верховьях р. Великой, по обеим склонам её долины, рассматриваемые породы слагают узкие тектонические чешуи в составе тектоностратиграфических разрезов мезозоя. Здесь вскрываются изменённые базальты типа MORB с редкими линзами красных яшм, в которых (см. рис. 36, пункт 13) обнаружены радиолярии бата. Восточнее, в правобережье р. Койвэрэлан (см. рис. 36, 37, пункт 18) между пластинами неокомских терригенно-вулканогенных образований залегают две пластины: верхняя из них сложена мощными (до 300 м) островодужными (IAB) базальтами, а нижняя (до 70 м) образована толеитами типа MORB и яшмами с бат-келловейским комплексом радиолярий.

Восточнее, в междуречье Малый Научирынай–Научирынай, отдельные маломощные пластины яшмо-базальтовой толщи тектонически чередуются с пластинами гипербазитов и юрско-неокомских терригенно-вулканогенных пород. В долине р. Научирынай (см. рис. 36, 37, пункт 24) вскрывается тектоностратиграфический разрез, структурно наиболее нижнюю позицию в котором занимает пластина юрско-неокомских туфов и туффитов, перекрывающаяся пластинами гипербазитов и габбро. На последних располагается пластина яшмо-базальтовой толщи (толеиты типа MORB с линзами яшм). В яшмах обнаружены радиолярии, характерные для позднего титона–валанжина.

Пластины яшмо-базальтовой толщи выявлены и юго-западнее, в левобережье р. Малый Научирынай, в бассейнах рек Волчок и Межгорная (см. рис. 36, пункт 25), где они тектонически чередуются с базальтами других типов (внутриплитного и островодужного), входящих в толщи иного фациального состава. В кремнистых породах яшмо-базальтовой толщи здесь обнаружены многочисленные высокие конические парвицингулы, характерные для байос-батского комплекса.

В совокупности яшмо-базальтовая толща региона в отдельных разобщённых тектонических пластинах охарактеризована следующими комплексами радиолярий: позднебайос–батским, позднебатским–раннекелловейским, позднекелловейским–среднетитонским, познетитонским–берриасским и валанжинским (рис. 38). Таким образом, палеонтологически (по радиоляриям) датированный интервал данной толщи – средняя юра–ранний мел (байос–валанжин). Однако, вероятнее всего, она синхронна яшмовой толще и возрастной диапазон её охватывает интервал от байосского яруса до готеривского включительно.

**Толща ферро-титанистых базальтов** в рассматриваемом регионе представлена весьма локально и известна пока только в Койвэрэланско-Майницкой зоне. Она слагает относительно небольшие фрагменты пластин в правобережье руч. Ягельный, в левобережье руч. Виртуоз и в ряде других мест междуречья Малый Научирынай–Научирынай, в том числе в бассейнах рек Волчок и Межгорная, где пластины этих пород по надвигам контактируют с гипербазитами и габбро либо с базальтами типа MORB и IAB, относящимся соответственно к яшмо-базальтовой и терригенно-вулканогенной толщам. Преобладающими в рассматриваемой толще являются высокожелезистые и высокотитанистые базальты WPB типа [Злобин и др., 1989] мощностью до 100–150 м. Линзы яшм в них довольно многочисленны, но маломощны (от первых метров до десятков сантиметров). В левобережье руч. Виртуоз



(см. рис. 36, 37, разрез 26), в зажатой между пластинами гипер-базитов тектонической чешуе этой толщи в яшмах, залегающих среди базальтов, выделены радиолярии позднего байоса–бата (см. рис. 37, обр. ДН 1047). Можно предположить, что толща ферротитанистых базальтов имеет более широкий возрастной диапазон, однако доказательства этого могут быть получены только в ходе последующих исследований.

**Туффито-яшмо-базальтовая толща** средней юры–готерива наиболее полно представлена на северо-востоке рассматриваемой территории в хребте Рарыткин и в правобережье р. Правый Таляйнын. Она сложена фациально изменчивой ассоциацией пород, включающей толеиты типа MORB [Злобин и др., 1991], яшмы, туфогенные и кремнистые алевролиты и аргиллиты, туфопесчаники, туффиты, кислые пепловые туфы, изредка линзы и желваки известняков. Не обнаружено единого разреза этой толщи. В тектоностратиграфических разрезах наблюдается чередование пластин с различными частями этой толщи, нередко смещённых к тому же с пластинами аллохтонных мезозойских толщ иного возраста и фациального состава [Филатова и др., 1990]. Пакет аллохтонных тел туффито-яшмо-базальтовой толщи в правобережье р. Правый Таляйнын (см. рис. 36, 37, пункт 9) начинается с крутонаклонённой на север чешуи мощностью 30–70 м, с юга контактирующей по сдвигу с альб-верхнемеловыми отложениями. Эта чешуя в нижней части образована пачкой (12–15 м) красных слоистых яшм, в которых определены радиолярии, отнесенные к интервалу берриаса–готерива [Терехова, Шмакин, 1982]. Яшмы перекрываются пачкой (20 м) чередования красных яшм с валанжин-готеривским комплексом радиолярий, чёрных алевролитов, пепловых туффитов и туфов кислого состава, а также массивных диабазов. Структурно выше, после чешуи альб-верхнемеловых флишоидных отложений промежуточного неоавтохтона, залегает пластина с более древней,

**Рис. 38.** Схема стратиграфической корреляции юрско-меловых терригенно-кремне-вулканогенных отложений востока Корякского нагорья (Охотско-Корякский средне-меловый орогенный пояс на континентальном обрамлении Тихого океана)

1 – яшмы; 2 – известковистые яшмы; 3 – кремни; 4 – известняки; 5 – песчаники; 6 – алевролиты, аргиллиты; 7 – туфогенные песчаники; 8 – туфогенные алевролиты, аргиллиты; 9 – гравелиты, конгломераты; 10 – пепловые туфы кислого состава; 11 – туффиты, туфы основного состава; 12–16 – вулканиты IAB: 12 – бониниты, 13 – известково-щелочные, 14 – толеитовые, 15 – базальты типа MORB, 16 – базальты типа OIB; толщи нижней юры–готерива: I – яшмо-щёлочнобазальтовая (нижний геттанг), II – кремне-терригенная (верхний геттанг–синемюр), III – яшмо-кремнёвая (плинсбах–аален), IV – ферротитанистых базальтов (байос–бат), V – яшмовая (байос–готерив), VI – яшмо-базальтовая (верхний байос–валанжин), VII – терригенно-вулканогенная (байос–валанжин); а – туфо-терригенная ассоциация, б – вулканогенно-туффовая ассоциация. В правой колонке – максимальные видимые мощности толщ, м

бат-келловейской частью разреза туффито-яшмо-базальтовой толщи. Последняя в нижней части, выше полосы синнадвигового меланжа, образована чередующимися яшмами, алевролитами, пепловыми туфами и толеитами типа MORB. Верхняя часть пластины сложена серией потоков толеитов с тонкими линзами красных яшм. В яшмах нижней части пластины обнаружены радиолярии от позднего бата до раннего келловея, а также представительный оксфорд-раннекимериджский комплекс радиолярий (см. рис. 36, 37, пункт 9). Структурно выше после зачешуенной альб-верхнемеловой толщи неоавтохтона и тектонического клина диабазов располагается пластина туффито-яшмо-базальтовой толщи, в нижней части представленная красными слоистыми яшмами, серыми кремнистыми алевролитами, кремнями, а в верхней части – туфогенными зеленовато-серыми песчаниками, туффитами и яшмами. В разрезе средней части пластины определены радиолярии позднего титона–раннего берриаса, а в верхней части обнаружены радиолярии позднего берриаса–среднего валанжина. Венчает этот тектоностратиграфический разрез пластина, состоящая из чередования красных яшм, чёрных алевролитов, зеленовато-чёрных туфогенных песчаников. В яшмах нижней её части найдены радиолярии позднекимериджского и титонского комплексов. Неоавтохтоном этого пакета пластин служат горизонтально залегающие ингимбриты красненской свиты палеогена [Ахметьев и др., 1989]. Таким образом, радиоляриевый анализ показал, что в тектоностратиграфическом разрезе правобережья р. Правый Талыйнын (западные отроги хребта Рарыткин) тектонически чередуются различные части разреза среднеюрско-готеривской туффито-яшмо-базальтовой толщи: бат-келловейская, кимеридж-титонская, титон-валанжинская, берриас-готеривская, суммарная мощность которых не менее 400 м.

На остальной территории правобережья р. Правый Талыйнын состав находящейся в аллохтонном залегании рассматриваемой толщи в целом сохраняется, меняются лишь количество и мощность потоков базальтов. В яшмах двух сближенных на местности чешуй в междуречье Правый Талыйнын–Кэпэтчакыл (см. рис. 36, пункт 7) обнаружены радиолярии позднебат-раннекелловейского и кимеридж-среднетитонского комплексов. Структурно выше располагается пластина, сложенная потоками толеитов типа MORB (общей мощностью до 300 м) с редкими маломощными линзами яшм. В верхних чешуях рассматриваемого тектоностратиграфического разреза чередуются серые кремни, кремнистые алевролиты, зеленовато-серые пепловые кислые туфы, единичные маломощные протоки базальтов, красные яшмы с немногочисленными линзами



и желваками известняков. В переслаивающихся яшмах и кремнистых алевролитах двух контактирующих по надвигу чешуй здесь (см. рис. 36, пункт 10) обнаружены кимеридж-среднетитонский и верхнетитон-валанжинский комплексы радиолярий.

Туффито-яшмо-базальтовая толща известна и в более южных частях Корякского нагорья, в Пикасьваям-Эконайской зоне. Здесь, в бассейне р. Пикасьваям (см. рис. 36, 37, пункты 30–33), в строении тектоностратиграфического разреза участвуют пластины с различными частями этой толщи – от средней юры до готерива. Пластина со среднеюрской частью разреза, достигающая здесь 180 м, представлена чередованием чёрных кремней, красных яшм, реже алевролитов и туфопесчаников. В кремнях и яшмах обнаружены два комплекса радиолярий: в левобережье р. Пикасьваям позднебайос?-раннебатский, а в правобережье – позднебат-раннекелловейский [Ашурков и др., 1990]. Верхнее структурное положение в тектоностратиграфическом разрезе занимает пластина, где рассматриваемая толща мощностью около 120 м представлена чередующимися чёрными кремнями, кремнистыми алевролитами, яшмами, реже песчаниками и содержит потоки толеитов типа MORB. Здесь обнаружены позднетитон-раннеберриасский комплекс радиолярий, а также позднеберриас-ранневаланжинский и средне-поздневаланжинский комплексы радиолярий.

Наиболее молодые отложения туффито-яшмо-базальтовой толщи вскрыты в поле выходов тектонических пластин в долине руч. Ясный, где Г.П. Терехова с коллегами [Шмакин и др., 1991] обнаружили фрагменты предположительно *Inoceramus colonicus* готеривского возраста (определение В.П. Похилайна), а также верхневаланжинские бухии. Узкие, ограниченные разломами субмеридиональные полосы этой толщи протягиваются восточнее, на западном склоне и в приводораздельной части хребта Рарыткин. Это те же перемежающиеся яшмы, туфы и туффиты кислого и основного составов, реже кремни и базальты. В яшмах одной из таких полос в междуречье Правый Тайлянын–Правый Тальяин (см. рис. 36, пункт 12) обнаружен валанжинский комплекс радиолярий, а в пункте 9 – готеривский комплекс.

Необходимо подчеркнуть, что, несмотря на тектоническую фрагментацию и отсутствие непрерывного разреза, туффито-яшмо-базальтовая толща в целом имеет, хотя и пёстрый, но характерный литологический состав, включающий как яшмы, кремни, известняки, толеиты типа MORB, так и чередующиеся с ними туфогенно-терригенные разности. Эта толща, максимальная суммарная мощность которой не менее 500 м, имеет возрастной интервал от средней юры до готерива включительно: она охарактеризована

комплексами радиолярий от бата до готерива, а также бухиями валанжина и иноцерамами готерива.

**Терригенно-вулканогенная толща** в Корякском регионе наиболее широко распространена среди всех аллохтонных образований и вскрывается на больших площадях в Таловско-Майнской, Ваежско-Алганской, Великореченско-Рарыткинской, Койвэрэланско-Майницкой и Пикасьваямско-Эконайской зонах. Севернее, за пределами рассматриваемой территории, аналогичная толща обнажается в бассейнах рек Мургаль, Гребёнка, Травка, входя в состав Удско-Мургальского островодужного вулканического пояса [Филатова, 1988]. В терригенно-вулканогенной толще преобладают голубовато-чёрные, зеленовато-чёрные и зелёно-серые туфы мелко-среднеобломочные среднего, основного, реже кислого и смешанного составов и разнообломочные туффиты, ассоциирующие с туфопесчаниками, туфоалевролитами, линзами известняков, а также конгломератами и осадочными брекчиями. В резко подчинённом количестве весьма локально в рассматриваемом комплексе встречаются пёстроокрашенные (зелёные, фиолетовые), чаще всего афировые базальты и андезитобазальты с неравномерно проявленной миндалекаменной текстурой. Судя по петро-геохимическим критериям, они относятся к низкотитанистым и низкокалиевым вулканитам IAB типа, реже – бонинитам [Злобин и др., 1989, 1991]. Мощности базальтоидов обычно не превышают первых десятков метров, а чаще составляет первые метры. В этой толще яшмы и кремни чрезвычайно редки, что ограничивает возможности применения радиоляриевого метода. Локально встречающиеся пёстроокрашенные (зелёные, голубовато-серые, красные) слоистые яшмоподобные породы при микроскопическом изучении оказались пепловыми (кислого состава) туфами и туффитами, которые нередко содержат радиолярии. Состав вулканистов, а также сопутствующих им туфов и туффитов свидетельствует об островодужной обстановке формирования данной толщи.

Терригенно-вулканогенная толща характеризуется резко невыдержанным фаціальным составом. Это выражается в различном соотношении вулканогенных и терригенных разностей, в связи с чем здесь выделены две ассоциации пород: вулканогенно-туффитовая и туфо-терригенная, сменяющие друг друга по латерали обычно без резких границ, но нередко слагающие обособленные тектонические пластины. Вулканогенно-туффитовая ассоциация характеризуется преобладанием туфов и туффитов над туфо-терригенными разностями, а на отдельных участках содержит эффузивы. Тектонические пластины этой ассоциации вскрываются в левобережье р. Утёсики (Таловско-Майнская и Ваежско-Алган-

ская зоны), в приводораздельной части хребта Рарыткин (Западно-Рарыткинская подзона) [Филатова и др., 1990], в бассейне рек Тамватваам, Койвэрэлан, Малый Научирынай, Научирынай (Койвэрэланско-Майницкая зона), причём наиболее распространена указанная ассоциация в пределах последней.

Туфо-терригенная ассоциация терригенно-вулканогенной толщи распространена более широко, чем вулканогенно-туффовая, занимая особенно большие площади в Удско-Мургальской, Ваежско-Алганской и Рарыткинской зонах. В Койвэрэланско-Майницкой зоне эти образования вскрываются на отдельных участках междуречья Малый Научирынай–Научирынай. Восточнее, за пределами рассматриваемой территории, её аналоги широко распространены в хребте Кэнкэрэн. Туфо-терригенная ассоциация включает связанный постепенными переходами ряд зелёных, зеленовато-чёрных и голубовато-чёрных пород, представленных лито-витрокластическими мелко- и среднеобломочными туфами среднего–основного, реже кислого и смешанного составов, туффитами, туфоалевролитами, туфопесчаниками, туфогравелитами, реже туфоконгломератами, с редкими стяжениями известняков и мергелей. Широко распространены зеленые и красные дистальные пепловые туфы кислого состава и туффиты. На одних участках эта ассоциация имеет грубослоистую текстуру, а на других приобретает турбидитовый облик. Терригенно-вулканогенная толща в различных частях разреза включает пачки валунно-галечных конгломератов и глыбовых осадочных брекчий.

Тектоническая пластина с палеонтологически документированной (от байоса до титона включительно) терригенно-вулканогенной толщей вскрывается на западе Койвэрэланско-Майницкой зоны, на южных склонах горы Семиглавой (см. рис. 36, 37, пункт 14). Во вскрывающемся здесь тектоностратиграфическом разрезе третья снизу пластина пакета аллохтонных среднемезозойских пород начинается с пачки (20 м) чёрных кремней и зеленоватых алевролитов (с примесью кислого пепла), в которых обнаружены нижне-среднебайосские (см. рис. 36, 37, пункт 14, обр. ДН 630) и верхнебайосские слои (см. рис. 36, 37, пункт 14, обр. ДН 630), которые перекрываются слоями кремней с нижнебатским комплексом радиолярий (см. рис. 36, 37, пункт 14, обр. ДН626). Выше без признаков несогласия залегают зеленовато-серые и чёрные туфопесчаники, туфоалевролиты, туффиты, туфы основного состава с прослоями чёрных кремней суммарной мощностью 40 м, отмечены остатки растений и ходы илоедов. В песчаниках собраны многочисленные аммониты келловей [Дундо, Жамойда, 1963; Терехова, Шмакин, 1982]. Эта пластина терригенно-вулканоген-

ной толщи (представленная здесь туфогенной частью разреза) в тектоностратиграфическом разрезе г. Семиглавой перекрывается пластиной с описанным выше келловей-готеривским разрезом яшмовой толщи и подстилается пластиной известняков с прослоями чёрных кремней среднеюрского возраста. Ещё ниже располагается пластина палеонтологически не документированных туфов основного состава и базальтов типа MORB.

В более восточных частях Койвэрэланско-Майницкой зоны, в правобережье р. Научирынай (см. рис. 36, 37, пункт 24), пластины гипербазитов и яшмо-базальтовой толщи с радиоляриями поздней юры–валанжина перекрываются серией тектонических чешуй терригенно-вулканогенной толщи, представленной преимущественно туффитами и туфами основного, реже смешанного состава с единичными линзами обогащённых пеплом яшм. В пепловых туфах нижней из этих чешуй обнаружен позднебайос-раннебатский комплекс радиолярий. В сургучно-красных яшмах верхней пластины (чередующихся с туффитами) установлен оксфорд-раннекемериджский комплекс радиолярий (см. рис. 36, 37, пункт 24, обр. ДН948/1). Сходный комплекс встречен в туффитовых кремнях из другой тектонической пластины бассейна р. Научирынай (обр. Л2341). Западнее в одной из тектонических пластин правобережья р. Малый Научирынай (см. рис. 36, 37, пункты 21, 22) рассматриваемая толща (представленная туфогенно-терригенной ассоциацией видимой мощностью около 450 м) сложена турбидитами – ритмично переслаивающимися туфопесчаниками, туфоалевролитами и кислыми пепловыми туфами; в последних обнаружен уникальный по количеству видов радиолярий и разнообразию всех морфологических групп оксфорд-раннекемериджский комплекс. Структурно более высокая пластина в этом тектоностратиграфическом разрезе сложена яшмовой толщей, содержащей среднеюрские радиолярии.

Таким образом, в Койвэрэланско-Майнской зоне палеонтологически датирована верхнебайос-титонская часть разреза терригенно-вулканогенной толщи. Однако в аналогичных туффитах и туфопесчаниках А.С. Бочкарёв (устное сообщение) в правобережье р. Эльгеваям обнаружил бухии волжского возраста (определения К.В. Паракецова), а А.А. Мануйлов (устное сообщение) в бассейне р. Койвэрэлан – раннеготеривский *Cylindrotethis cf. subprogesta* Bodyl. (определение В.К. Густомесова и В.И. Сакса), что позволяет рассматриваемую толщу этой зоны в целом датировать в интервале байос–готерив.

Севернее, в хребте Рарыткин, терригенно-вулканогенная толща представлена обеими ассоциациями – вулканогенно-туффи-

товой и туфо-терригенной. В первой из них, слагающей приводораздельную часть хребта Рарыткин, обнаружены готеривские радиолярии, а в последней (широко распространённой в северо-западных предгорьях этого хребта) – радиолярии поздней юры [Крымсалова, 1990].

Обширные площади рассматриваемая толща слагает севернее, в пределах Таловско-Майнской зоны. Здесь, в левобережье р. Утёсики (см. рис. 36, 37, пункт 2), вскрывается пакет наклонённых в восточных румбах пластин, самая нижняя из которых образована гипербазитами с блоками плагиогранитов, а три структурно более верхние (до 200–350 м мощностью) пластины, на отдельных участках разделённые чешуями гипербазитов, сложены терригенно-вулканогенной толщей. Она состоит из зеленовато-чёрных туфопесчаников, туффитов, туфов кислого и основного составов. Во второй снизу пластине терригенно-вулканогенной толщи в прослое яшм обнаружены многочисленные радиолярии позднего бата–келловей. В третьей, структурно более высокой пластине среди туфогенных пород присутствуют толеиты IAB типа и пачка яшм с радиоляриями позднего бата–келловей. Таким образом, в данном тектоностратиграфическом разрезе тектонически совмещены две разнофациальные бат-келловейские части разреза рассматриваемой толщи, принадлежащие туфо-терригенной и вулканогенно-туффитовой ассоциациям.

Южнее (см. рис. 36, пункт 3), в левобережье р. Утёсики, среди туфо-туффитовых пород этой толщи встречена линза яшм с радиоляриями позднего берриаса–среднего валанжина. В аналогичных туффитах и туфопесчаниках в левобережье р. Поперечный Алган Г.П. Терехова собрала, а К.В. и Г.И. Паракецовы определили (устные сообщения) бухии берриаса–валанжина.

В северо-восточной части Таловско-Майнской зоны в терригенно-вулканогенной толще довольно широко развиты толеиты типа IAB. Наиболее мощная (до 60–80 м) их пластина располагается на туфо-туффитовых образованиях в междуречье Утёсики–Перевальная (см. рис. 36, пункт 1). В береговых обрывах р. Перевальной среди этих толеитов обнаружены яшмы с поздне-бат-раннекелловейским комплексом радиолярий. Юго-западнее, в левобережье р. Коначан (см. рис. 36, пункт 4), подобного типа толеиты сопровождаются известковистыми яшмами со средне-поздневаланжинским комплексом радиолярий. Эти же породы включают многочисленные бухии (впервые обнаруженные В.А. Захаровым), которые К.В. Паракецов считает ранне-средневаланжинскими (устное сообщение). Таким образом, в Таловско-Майнской зоне датированы среднеюрские–нижнемеловые (бат–валанжинские)

островодужные толеиты, и такой же возраст палеонтологически доказан для ассоциирующих с ними туфо-туффитовых разностей терригенно-вулканогенной толщи. Однако нельзя исключить возможности присутствия здесь и готеривских пород, известных южнее, в Койвэрэланско-Майнской зоне.

### **7.2.2. Результаты расшифровки и корреляции тектоностратиграфических разрезов востока Корякского нагорья**

Расшифровка (при полевых геолого-съёмочных работах) чешуйчато-надвиговой структуры фрагмента Охотско-Корякского среднемелового орогенного пояса в пределах Корякского нагорья в сочетании с радиоляриевым анализом и петро-геохимическим методом позволили не только выделить здесь ряд толщ в указанном выше диапазоне, различающихся как в возрастном, так и фациальном отношении, но и существенно уточнить их возраст. Поскольку в подавляющем большинстве случаев толщи имеют тектонические ограничения, мы можем оценить лишь их максимальную видимую мощность (см. рис. 38). Наиболее древние юрские отложения представлены нижегеттангской яшмо-щёлочнобазальтовой толщей. Две более молодые толщи – верхнегеттанг-синемюрская кремне-терригенная и плинсбах-ааленская яшмо-кремнёвая – ныне слагают изолированные тектонические пластины, однако не исключено, что в интервале геттанг–аален в Палеопацифике протекало нерерывное осадконакопление с доминированием яшм и кремней.

Высокое разнообразие фациальных ассоциаций демонстрирует среднеюрский–раннемеловой интервал рассматриваемого региона. Яшмовая толща, несмотря на широкий диапазон осадконакопления (байос–готерив), характеризуется мощностью не более 100 м (см. рис. 38). Несколько большие мощности имеют толщи, где наряду с яшмами и кремнями присутствуют базальты двух принципиально различных петро-геохимических составов: бат-валанжинская яшмо-базальтовая (типа MORB) и среднеюрская с обогащёнными базальтами WPB типа (см. рис. 38). Значительно возрастают мощности (до 650 м, а возможно и много выше) двух других толщ байос–готеривского интервала. Первая из них – терригенно-вулканогенная – характеризуется преобладанием туфов и туффитов (с небольшим объёмом вулканитов среднего–основного состава) и резким сокращением туффитовых кремней и яшм, встречающихся здесь в виде единичных линз. Некоторые промежуточные фациальные свойства проявляет туффито-яшмо-базальтовая толща, в которой широко развиты как базальтоиды,

так и кремнистые породы, а пирокластические разности зачастую представлены дистальными пеплами кислого состава.

Таким образом, нами на востоке Корякского нагорья доказано присутствие в интервале ранняя юра–ранний мел многочисленных толщ, формировавшихся в совершенно различных геодинамических обстановках, что требует отказа от использования таких традиционно устоявшихся понятий, как “пекульнейвеемская – чирынайская свиты”. Распространение выделенных нами толщ в чешуйчато-надвиговых структурах свидетельствует об их аллохтонном, перемещённом характере залегания, что следует учитывать при палеогеодинамическом моделировании. Вместе с тем необходимо подчеркнуть, что если терригенно-вулканогенная толща в целом широко распространена во всех тектонических зонах Корякского нагорья, то тектонические пластины толщ с преобладанием яшм, кремней и базальтоидов MORB и WPB типов смещены на юг, в сторону Тихого океана, размещаясь в основном в Ковэрэланско-Майницкой и Пикасьваям-Эконайской зонах.

Отдельно встаёт вопрос: являются ли выделенные нами юрско-меловые толщи терригенно-кремне-вулканогенного состава спецификой востока Охотско-Корякского пояса или они имеют более широкое распространение на континентальной окраине Тихого океана? Для его решения нами в целях корреляции привлечены данные по юрско-меловым отложениям более западных участков (Таловские горы на восточном побережье Пенжинской губы и Анюйской зоны, п-ов Тайгонос, м. Омгон п-ва Камчатки), где в последние годы в ходе стратиграфических и тектонических работ также использовался радиоляриевый анализ [Богданов и др., 2003; Вишневская и др., 1992, 1998; и др.]. Ранее на всех трёх последних из перечисленных выше участков толщи существенно кремне-вулканогенного состава выделялись в ранг кингивеевской свиты позднеюрского–раннемелового возраста (т.е. стратиграфического аналога пекульнейвеевской–чирынайской свит).

Примечательно, что в западной части Корякского нагорья, на западе Таловско-Майнской зоны, было установлено отсутствие единой кингивеевской толщи и чешуйчато-надвиговый характер её дислокаций [Алексеев, 1981] с участием нескольких террейнов [Соколов и др. 1996; и др.], тектоническое совмещение которых произошло в среднем мелу. В разных частях этой сложной тектонической структуры наряду с блоками палеозойских и триасовых пород вскрываются тектонические пластины (различной размерности) с юрско-меловыми яшмо-кремнёвыми и вулканогенными породами, которые, судя по дискуссии в публикациях, могли формироваться в окраинной морской и надсубдукционной обстанов-

ках. Синтез ранее обнаруженных здесь радиоляриевых комплексов и определение новых коллекций, осуществленные В.С. Вишневской, показали, что в тектоностратиграфических разрезах запада Таловско-Майнской зоны совмещены пластины яшмо-кремневулканогенных толщ различных геодинамических обстановок и различных стратиграфических уровней: геттанг-плинсбахский, тоар-ааленский, бат-раннекелловейский, раннетитонский, титон-барремский [Вишневская и др., 1992].

Относительно характера структур палеозойских–нижнемеловых образований п-ова Тайгонос (представляющих продолжение Таловско-Майнской зоны на северо-западном побережье Охотского моря) нет единого мнения. На современном этапе доказано, что здесь вскрывается ансамбль тектонических чешуй и пластин, сложенных породами разного возраста и различных режимов накопления [Вишневская и др., 1998; Соколов и др., 2001а,б и др.]. Здесь также не подтверждено развитие непрерывного юрско-мелового разреза кингвеевской свиты, которая ранее выделялась на юге п-ова Тайгонос. Установлено, что на этом участке вскрывается сложный тектоностратиграфический разрез палеозойско-мезозойских пород, в котором выделены четыре разобъённые пластины, образованные яшмо-кремне-базальтовыми толщами (в направлении с юга на север пластины поименованы “кингивием 1”, “кингивием 2”, “кингивием 3”, “кингивием 4”). Структурный и радиоляриевый анализ выявил чешуйчато-надвиговый характер строения этих пластин, в которых тектонически совмещены породы различных стратиграфических уровней с радиоляриями: тоара, аалена, байоса, бата, поздней юры и берриаса [Вишневская и др., 1998].

На западном продолжении структурно-геологических зон Корякского нагорья расположена территория м. Омгон запада п-ова Камчатка, где ранее также выделялась яшмо-кремне-базальтовая юрско-меловая кингвеевская свита (или её аналоги). Однако в последние годы установлено, что этого типа породы образуют отдельные чешуи и пластины среди терригенных меловых отложений промежуточного неоавтохтона [Богданов и др., 2003; Soloviev et al., 2006; и др.], причём породы отдельных чешуй принадлежат различным стратиграфическим уровням и разным типам геодинамических режимов. Это обстоятельство отвергает возможность выделения здесь единой кингвеевской свиты. Радиоляриевый анализ доказал присутствие в разобъённых аллохтонных тектонических телах м. Омгон стратиграфических интервалов средней юры, титона–берриаса и верхнего берриаса–валанжина [Богданов и др., 1991; Вишневская, 2001].



В заключение следует подчеркнуть, что сложность стратиграфического расчленения и корреляции юрско-неокомских образований восточной части Охотско-Корякского пояса была обусловлена двумя главными причинами: малочисленностью находок ископаемых макроорганизмов и участием этих образований в сложных чешуйчато-надвиговых структурах. Многочисленные попытки составления сводного стратиграфического разреза региона, основанные преимущественно на литологическом составе пород (выделение пекульнейвеемской и чирынайской свит или серий), не принесли положительных результатов, поскольку реконструируемая по литологическим признакам вертикальная последовательность пород резко менялась от участка к участку. Особенное затруднение вызывал вопрос стратиграфической локализации таких, казалось бы, “реперных” разностей, как базальты и яшмы. И это вполне объяснимо: наши исследования показали, в частности, что яшмы и кремни в отложениях востока Корякского нагорья встречаются в разрезе от триаса до готерива включительно, что подтверждено палеонтологическими данными. Наши полевые исследования на площадях развития традиционно выделявшихся пекульнейвеемской и чирынайской свит показали широкое развитие надвигов, по которым терригенно-кремне-вулканогенные породы различных интервалов мезозоя совмещены в сложные тектоностратиграфические разрезы, ранее рассматривавшиеся в качестве непрерывной стратиграфической последовательности отложений. В этих тектоностратиграфических разрезах чередуются пластины и чешуи толщ различного литологического состава (а следовательно геодинамических обстановок накопления) и различных возрастных диапазонов, что нами доказано с помощью радиоляриевых анализов.

Синтез результатов по определению радиолярий из тектонически разобъённых среднемезозойских терригенно-кремневулканогенных отложений многочисленных местонахождений на территории востока Охотско-Корякского пояса позволил впервые выделить В.С. Вишневецкой 20 разновозрастных комплексов радиолярий в интервале нижняя юра—готерив. Сверх того, в диапазоне нижней юры впервые в Корякском нагорье выделены нижнегеттангские, верхнегеттангские и верхнесинемюрские слои, а возраст слоев с *Parahsuum simplum* уточнен как нижнесинемюрский. Для верхов нижней юры впервые палеонтологически охарактеризованы плинсбахские слои. Ранее выделявшийся нами плинсбах-раннебайосский комплекс, по уточнённым данным, датирован как тоар?-ааленский или ааленский. Для средней юры впервые установлены позднебайосские, нижнебатские и верхнебатские слои.

В интервале верхней юры выделены келловейский, оксфорд-раннекимериджский, позднекимеридж-раннетитонский, титонский и познетитон-раннебериацкий комплексы радиолярий. Установлены (или уточнены) позднебериац-ранневаланжинский, среднепоздневаланджинский и готеривский комплексы радиолярий.

Изучение литологического состава и возраста терригенно-кремне-вулканогенных отложений отдельных пластин тектоно-стратиграфических разрезов востока Охотско-Корякского пояса позволило выделить ряд толщ определённых временных интервалов: яшмо-щелочнобазальтовую (нижний геттанг), кремне-терригенную (геттанг-синемюр), яшмо-кремневую (плинсбах-аален), яшмовую (байос-готерив), яшмо-базальтовую (верхнебайос-валанджин), ферро-титанистых базальтов (верхнебайос-бат), туффито-яшмо-базальтовую (бат-готерив), терригенно-вулканогенную (байос-валанджин).

Радиоляриевый метод позволил не только датировать отдельные части разреза тектонически совмещённых, аллохтонных юрско-меловых толщ, но и осуществить их корреляцию на основе сопоставления многочисленных тектоностратиграфических разрезов в пределах обширной территории востока Охотско-Корякского пояса. Далее эта корреляция была распространена нами на другие участки континентального обрамления Тихого океана (запад п-ова Камчатка, северное и северо-западное побережье Охотского моря), где, как оказалось, аналогичные радиоляриевые комплексы присущи терригенно-кремне-вулканогенным отложениям, также находящимся в аллохтонном залегании.

**Главный вывод по корреляции среднемеловых орогенных поясов–Верхояно-Чукотского и Охотско-Корякского.** Изучение тектоностратиграфических разрезов Охотско-Корякского орогенного пояса, занимающего северо-западную континентальную окраину современного Тихого океана, показало, что в этом поясе тектонически совмещены (и перемешаны) тектонические покровы и чешуи нижнеюрских–меловых океанических, окраинноморских и островодужных образований (включая офиолиты, а также базальты океанических островов и поднятий). Верхний возраст-ной предел пород в пакетах тектонических пластин этого пояса датирован готеривом, а возраст отложений нижней части неавтохтона составляет верхний альб–сеноман. Таким образом, формирование Охотско-Корякского орогенного пояса по периферии мелового Пацифика произошло в барреме–среднем альбе. При этом генетически разнородные комплексы (включая и палеозойские) этого пояса испытали периокеанические аккреционно-коллизийные процессы с частичной обдукцией на окраину Евразии,

что совпадает с временем завершения оформления Верхояно-Чукотского орогенного пояса. Установлено широкое в целом проявление средне мелового тектогенеза в глобальном масштабе (орогенезы Севиер, Колумбийский, Перуанский и др.) [Филатова, 1998, 2007а; Vaughan, 1995; и др.]. Примечательно, что фронт формировавшегося Охотско-Корякского покровно-надвигового орогена сопровождался возникновением цепочки передовых бассейнов (Умкувеевский, Айанахкургенский и др.), что только усиливает его аналогию со структурой Верхояно-Чукотского пояса.

## **ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ БАССЕЙНОВ ВОСТОЧНОЙ АРКТИКИ И ИХ КОНТИНЕНТАЛЬНОГО ОБРАМЛЕНИЯ**





Синтез рассмотренного в предыдущих главах геолого-геофизического материала позволил реконструировать этапы тектонического развития территории морей Восточной Арктики и смежного континентального обрамления, обосновав главные эпизоды тектогенеза и океанообразования для всего этого обширного сегмента Земли в целом (таблица). При этом показана роль импульсов внутриплитного магматизма в формировании главных структур Восточно-Арктического–Северо-Евразийского региона. Ссылки на литературные источники здесь приведены лишь частично, поскольку бо́льшая их часть указана в предыдущих главах.


### **8.1. ЭТАПЫ ФОРМИРОВАНИЯ СТРУКТУР ВОСТОЧНОЙ АРКТИКИ**

Как показано выше, Восточная Арктика включает (см. рис. 2, вкл., 18) фрагменты докембрийского кратона Арктида, а также байкальских, каледонских и позднекеммерийского (среднемелового) орогенных поясов. Последний из них, с юга ограниченный среднемеловой Колымской-Южно-Аньюской-Кобук коллизией сутурой, представлен Новосибирско-Чукотско-Бруксовской складчато-покровной системой, которая включает внутреннюю Чукотскую зону (сопровождающуюся гранито-гнейсовыми куполами) и фронтальную надвиговую зону, к которой примыкают меловые синнадвиговые бассейны. Полярная область Восточной Арктики охватывает позднеюрскую-раннемеловую и мел-кайнозойскую океанические котловины (соответственно Канадскую и Подводников-Макарова) и обрамляющие их микроконтинентальные блоки (Ломоносовский, Менделеевский и Чукотский-Нортвинд). Примыкающая к котловинам континентальная кора нарушена позднемеловыми-кайнозойскими магматическим куполом Де-Лонга и рифтогенными синсдвиговыми осадочными бассейнами.

Синтез данных выявил четыре главных эпохи тектогенеза, имевших кардинальное значение для становления и преобразования континентальной коры в пределах Восточной Арктики:

**Таблица 1.** Этапы докембрийского–кайнозойского (PR<sub>2</sub>–Kz) развития Восточно-Арктического–Северо-Евразийского региона

<b>PR<sub>2</sub></b>	 Гренвильский орогенез: образование суперконтинента Родиния	
<b>PR<sub>2</sub>/PR<sub>3</sub></b>	Гиперборея (Арктида) – часть суперконтинента Родиния с мезопротерозойским фундаментом	
<b>PR<sub>3</sub></b>	Распад суперконтинента Родиния. Обособление эпигренвильского континента Гиперборея (Арктида) от континентов Балтика и Сибирский неопротерозойским (Тимано-Аляскинский) океаническим бассейном	
<b>V/Є</b>	 Байкальский орогенез: закрытие неопротерозойского океана вследствие компрессии из-за раскрытия “арктической” ветви океана Япетус	
<b>Є–C<sub>1</sub></b>	Континент Гиперборея (Арктида) отделен от континента Лаврентия ветвью океана Япетус; последний замыкался в ходе двух фаз орогенеза:	<div style="border: 1px solid black; padding: 2px; text-align: center;"> <b>Франклинский комплекс</b> </div>
<b>D<sub>1-2</sub></b>	 Скандская фаза каледонского орогенеза	
<b>D<sub>3</sub>/C<sub>1</sub></b>	 Элсмирская фаза каледонского орогенеза Образование эпикаледонского континента Лавруссия (Еврамерика), включавшего континент Гиперборею (Арктиду)	
<b>D<sub>3</sub>–C<sub>1</sub></b>	Континентальный рифтогенез эпикаледонской плиты (группа Эндикот), продолжившийся локально в образовании океанических бассейнов	
<b>C<sub>1</sub>–T<sub>2</sub></b>	Восточно-Арктический сектор эпикаледонской континентальной плиты, состоящий из эпигренвильского континента Гиперборея (Арктида), байкальских и каледонских орогенных поясов, с шельфовым терригенно-карбонатным осадконакоплением (нижний элсмирский комплекс). С позднего карбона – в составе Пангеи Образование Алазейско-Южно-Аньюйского-Ангаючам океана (залива Пацифика), включавшего островные дуги, окраинные моря и микроконтиненты	
<b>T<sub>3</sub>–J<sub>1</sub></b>	В связи с позднемезозойским Арктическим нижнемантийным плюмом – растяжение и погружение Арктического сектора Пангеи, его рифтогенез (верхний элсмирский комплекс), предшествовавшие раскрытию Арктических бассейнов. <b>J<sub>2</sub>–K<sub>1</sub></b> : Магматический купол Де-Лонга и другие проявления Арктического плюма	
<b>J<sub>3</sub>–K<sub>1</sub></b>	Начало образования бассейнов современного Северного Ледовитого океана: океанической (или субокеанической) Канадской котловины Американо-Аляскинского бассейна с обособлением Чукотско-Аляскинской микроплиты (с рифтогенным комплексом в пределах последней)	

<b>K<sub>1</sub>/K<sub>2</sub></b>	 Среднемеловой (позднекиммерийский-брукский) орогенез: закрытие залива Пацифика, гранито-гнейсовый купольный тектогенез и синнадвиговые осадочные бассейны с нижним бруксовским комплексом
<b>K<sub>2</sub>-K<sub>2</sub></b>	Раскрытие субокеанического бассейна Макарова-Подводников
<b>K<sub>2</sub>-K<sub>2</sub></b>	Постколлизийные сдвигово-раздвиговые осадочные бассейны на шельфе Арктических морей с верхним бруксовским комплексом
<b>K<sub>2</sub></b>	Раскрытие Евразийского бассейна Северного Ледовитого океана

мезопротерозойский гренвильский, поздневендский–раннекембрийский (неопротерозойский) байкальский, каледонский, силурийский скандский и позднедевонский элсмирский, среднемеловой (позднекиммерийский или брукский) и поздне-меловой–кайнозойский альпийский [Филатова, Хаин, 2007, 2008; Хаин, Филатова, 2007, 2008, 2009а, б].

Наиболее проблематичной является докембрийская история развития современной Арктики. В **мезопротерозое** эта территория входила, вероятно, в состав суперконтинента Родиния. Последний оформился в результате мезопротерозойского гренвильского орогенеза, спаявшего воедино фрагменты предшествовавшего ранне-среднепротерозойского суперконтинента Пангея II (известного также как Мегагея или Колумбия). Гренвильский орогенный пояс имел, по-видимому, северо-восточное продолжение в современной Центральной Арктике. Таким образом, к началу неопротерозоя территория будущей Восточной Арктики, входившая в состав суперконтинента Родиния, обладала в основном гренвильским фундаментом.

Распад эпигренвильского суперконтинента Родиния, начавшийся в **неопротерозое** около 850–830 млн лет назад, вызвал обособление континентов Лаврентия, Балтики и Арктиды, в пределах которых происходило шельфовое терригенно-карбонатное осадконакопление. О разделявших эти континенты океанических бассейнах свидетельствуют, в частности, орогенические пояса тиманид и их продолжение на Полярном Урале, Пай-Хое, Вайгаче и Южном острове Новой Земли, а также байкалит центрального Таймыра и Восточной Арктики. В последнем регионе породы амфиболит-зелёносланцевой фации с возрастом 592–547 млн лет известны на шельфе к югу от свода Барроу, в гранито-гнейсовых куполах Восточной Чукотки и в Северной Аляске. На о. Врангеля

установлены ортоамфиболиты, а также габбро и габбро-долериты с возрастом около 700 млн лет. Таким образом, в неопротерозое типмано-аляскинский океан отделяет Арктиду (фрагмент Родинии) от континентов Балтика и Сибирский.

В конце неопротерозоя – начале кембрия (около 660–550 млн лет назад) в результате нового орогенеза (возникшего как реакция на раскрытие “арктической” ветви Япетуса (см. таблицу), Арктида с протерозойско-гренвильским фундаментом нарастилась байкальским (Тимано-Аляскинским) орогенным поясом. Весьма вероятно, что на этом этапе она воссоединилась с Сибирским континентом. Структуры байкальского орогенеза включают также ортогнейсы, возраст протолитов которых на о. Врангеля, Чукотке и Аляске лежит в пределах 750–547 млн лет. Установлен коровый синколлизийный генезис этих гранитоидов.

В раннем палеозое на кратоне Арктида продолжалось терригенно-карбонатное осадконакопление. Океанические пространства каледонского этапа, судя по размещению глубоководных фаций, занимали запад Канадского Арктического архипелага (включая о. Элсмир с аллохтоном ордовикских офиолитов Пирия), а также Западную Аляску и отчасти современное обрамление котловин Канадской и Подводников (включая о-ва Генриетты и Жаннетты), представляя “арктическую” ветвь океана Япетус, раскрытие которого произошло около 570–530 млн лет назад. Этой ветвью Япетуса Арктида была отделена от континента Лаврентия (см. таблицу).

На Аляске и в Восточной Арктике океанические, окраинно-морские и островодужные породы нижнего палеозоя выделяются обычно в франклинский комплекс. К нему, в частности, относятся вскрытые скважинами южнее свода Барроу ордовикские и силурийские турбидиты, гемипелагические глинистые сланцы, яшмы, кремни и вулканогенные породы. На о. Генриетты архипелага Де-Лонга этот комплекс представлен туфопесчаниками и туфоалевролитами, которые перекрыты трахибазальтами с К-Аг датировками 390–300 млн лет. По другим данным, вулканогенные турбидиты, андезиты-базальты и базальты о. Генриетты принадлежат известково-щелочной серии и имеют ордовикский возраст (440 млн лет,  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  метод). Реконструкция позиции раннепалеозойского океана в Восточной Арктике затруднена в связи с тем, что соответствующие ему образования испытали в дальнейшем тектоническую фрагментацию и перемещение. В течение силура–девона происходило поэтапное закрытие океана Япетус с его Иннуитским (Канада, Аляска, Чукотка) продолжением на запад.

Каждый этап каледонской коллизии (см. таблицу) – предсреднедевонский (скандский) и позднедевонский (элсмирский) – сопровождался дислокациями, метаморфизмом, оформлением поверхности структурного несогласия и завершался накоплением субконтинентальных грубообломочных фаций нередко в ассоциации с бимодальным вулканизмом. В скандскую фазу сформировались Северо-Атлантические каледониды и частично Иннуитская покровно-складчатая система Северо-Канадского региона.

Однако в Восточной Арктике решающим был позднедевонский элсмирский орогенез, завершившийся с определённым запаздыванием каледонский этап. В ходе его океанические и островодужные образования франклинского комплекса претерпели интенсивные деформации. Синколлизийные позднедевонские гранитоиды (превращённые затем в ортогнейсы) известны на восточной Чукотке в Кооленьском куполе, где возраст протолитов 374,8 и 369,6 млн лет, а также в хребте Брукс (датировки 395–375 млн лет). В итоге на рубеже девона–карбона оформилась обширная эпикаледонская континентальная плита Евразии (Лавруссия), Восточно-Арктический сектор которой мы рассматриваем в данной работе. Важно отметить, что в раннем карбоне существовавшие к тому времени структурные элементы региона, судя по литологии осадков, оказались в арктических широтах, ибо до этого развитие на них карбонатов, красноцветов и даже эвапоритов свидетельствовали о теплом и аридном климате.

В ходе **герцинского этапа** с конца девона началось сближение кратонов, постепенное закрытие Уральского океана и образование Пангеи, куда вошла и Лавруссия, включая структуры будущей Арктики. Герцинский этап практически не проявился в пределах Восточной Арктики. Область замыкания Уральского океана располагалась западнее, на территории Центрально-Таймырской зоны.

Вслед, а отчасти одновременно, за элсмирским орогенезом в конце девона–начале карбона последовала эпоха рифтогенеза, широко проявившаяся в Восточной Арктике (грабен Ханна и др.) и Восточной Сибири (современные координаты) и сопровождавшаяся вспышкой бимодального вулканизма. Этот рифтинг перерос в центральной Аляске и на Чукотке в спрединг, приведя в первом из этих регионов к образованию океанского бассейна Ангаючам, а во втором, на его западном продолжении – Алазейско-Южно-Аньюского океана (залива Пацифика). Одновременно в нынешней Восточной Якутии появился Оймяконский океан, отделивший Колымо-Омолонский микроконтинент от Сибирского континента и, вероятно, соединявшийся с Алазейско-Южно-Аньюским бассейном. Таким образом, в конце палеозоя оформился единый океанический залив



Пацифика – Оймякон-Алазейско-Южно-Аньюско-Ангаючам. Не исключено, что режим растяжения, обусловивший возникновение этого океана-залива, развивался как компенсация обстановок герцинской компрессии смежных площадей.

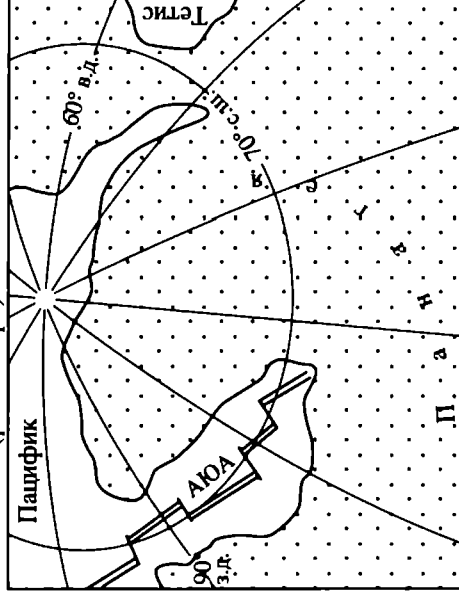
В конце перми–конце триаса появляются первые признаки раннемезозойского рифтогенеза, выразившиеся также в мощном трапповом магматизме, проявившемся на нескольких входящих в Пангею кратонах: Сибирском, Арктида, Южно-Китайском и др. [Добрецов, 2005]. При этом в пределах п-ова Таймыр и на краю Сибирского кратона возникла система сиалических рифтогенных грабенов с утоненной, но без нарушения сплошности континентальной корой, что не препятствовало проникновению на Новосибирские о-ва сибирской фауны.

В позднем палеозое–раннем мезозое продолжался спрединг в Оймякон-Алазейско-Южно-Аньюском-Ангаючам океанском бассейне с поэтапным развитием островных дуг.

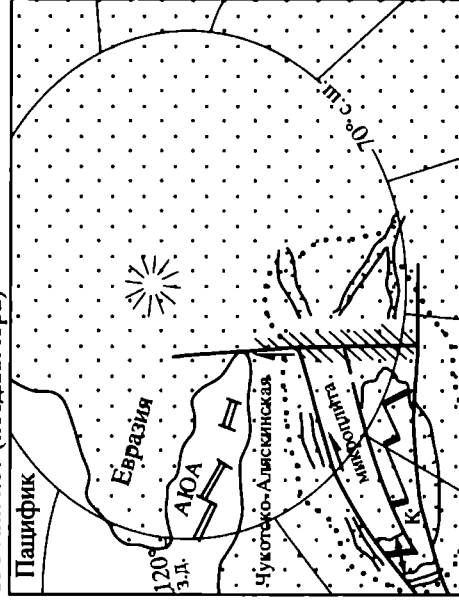
На **позднекимерийском этапе** в Восточно-Арктическом секторе эпикаледонской плиты с позднего карбона по средний триас происходило шельфовое осадконакопление (см. таблицу). Начиная с позднего триаса здесь появились признаки растяжения и деструкции континентальной коры, что явилось предвестником образования Амеразийского океанического бассейна (в составе котловин Канадской и Макарова-Подводников), который возник как бы “навстречу” будущей Северной Атлантике. Режим растяжения, являвшийся результатом воздействия мезозойского Арктического нижнемантийного плюма, привёл в позднем триасе–юре к погружению континентальной плиты и её рифтогенезу с накоплением мощных турбидитов и глинистых сланцев в возникшей средне-мезозойской системе грабенов. Деструкция континентальной коры завершилась в среднем мелу (конце неокома–раннем альбе) спредингом (возможно, р-ссеянным) в Канадском бассейне, обособившим от Пангеи Чукотско-Аляскинскую микроплиту и расчленившим каледонский орогенный пояс, и ныне его структуры располагаются на разных бортах этого бассейна. В настоящее время вопрос о механизме раскрытия Амеразийского бассейна является дискуссионным [Lane, 1997; и др.]. Наряду с ротационной разрабатывается модель синсдвигового его образования. В последней модели под сомнение ставится единство Чукотско-Аляскинской микроплиты и предполагается, что территория Чукотки и прилежащего морского шельфа перед раскрытием Амеразийского бассейна уже была приближена к Сибирскому кратону.

Основанная на анализе размещения и возраста линейных магнитных аномалий ротационная модель раскрытия Канадского

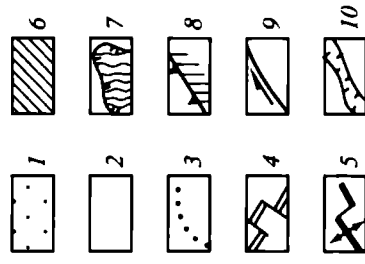
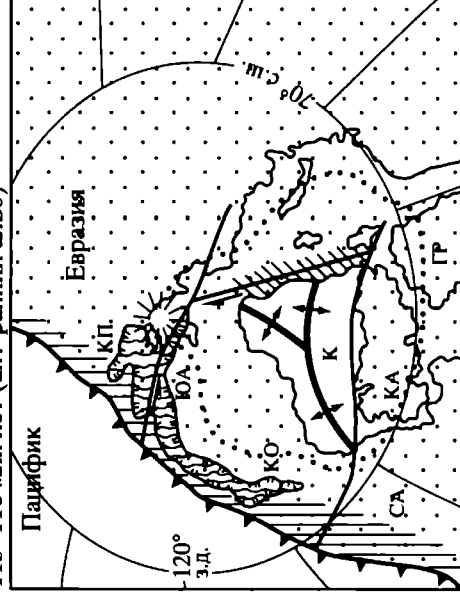
190 млн лет (ранняя юра)



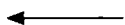
150 млн лет (поздняя юра)



115–110 млн лет (апт-ранний альб)



бассейна предполагает вращение Чукотско-Аляскинской микроплиты против часовой стрелки (с полюсом в устье р. Маккензи) (рис. 39). В результате произошло столкновение пассивного края этой микроплиты с Сибирским континентом (и с обрамляющими его структурами) и закрытие Алазейско-Южно-Аньюско-Ангаючам океана с оформлением коллизионной сутуры. Это обусловило синхронное развитие в пределах Чукотско-Аляскинской микроплиты структур режимов растяжения и сжатия: первые из них (ограниченные листрическими сбросами грабены) тяготеют к обрамлению Амеразийского бассейна, тогда как оформившаяся в условиях компрессии Новосибирско-Чукотско-Бруксовская орогенная система возникла на южной окраине микроплиты вдоль коллизионной сутуры. Первые импульсы коллизии датируются поздней юрой, но главный этап становления среднемиловый орогенной системы приходится на поздний готерив–ранний альб (132–115 млн лет), когда произошла деформация примыкавшего к коллизионной сутуре края континентальной микроплиты с оформлением в его чехле вергентных в северном направлении складчато-покровных структур, на которые из закрывавшегося океана были шарьированы пластины офиолитовых и островодужных пород. Среднемиловый орогенез характеризовался интенсивным сжатием и утолщением (до 46–50 км) коры, что сопровождалось формированием пород гранулит-амфиболитовой фации метаморфизма и гранито-гнейсовым купольным тектогенезом, составивших специфику внутренней Чукотской зоны орогена. Пик высокобарического (6–8 кбар) метаморфизма, являвшегося индикатором наибольшей компрессии, приходился на интервал 125–115 млн лет и был синхронен этапу максимальной деформации пород и наибольших амплитуд обдукции аллохтонов из закрывавшегося океана. Полоса скопления гранито-гнейсо-



**Рис. 39.** Геодинамика региона Центральной Арктики во временные интервалы (ссылки в тексте)

1 – континентальные плиты; 2 – океанические плиты; 3 – внешний ориентировочный контур верхнеюрских–среднемиловых внутриплитных пород Арктической магматической провинции (предполагаемая проекция “головы” нижнемантийного плюма); 4 – зона спрединга в Алазейско-Южно-Аньюско-Ангаючам бассейне (прерывистый знак – угасающая стадия процесса спрединга); 5 – предполагаемые главные зоны спрединга Канадского бассейна; 6 – континентальная окраина Евразии, включающая будущие хребты Ломоносова–Альфа–Менделеева, отчлененные от континента в конце мела–кайнозой; 7 – Верхояно-Колымская коллизионная система и ограничивающая сutura (сегменты последней: КП – Колымской петли, ЮА – Южно-Аньюская, КО – Кобук); 8 – область периферического среднемилового орогенеза; 9 – сбросы и сдвиги (стрелки на последних указывают направление перемещения); 10 – грабены; АЮА – Алазейско-Южно-Аньюский-Ангаючам бассейн, ГР – Гренландия, К – Канадский бассейн, КА – Канадский Арктический архипелаг, СА – Северо-Американский кратон

вых куполов, протягивающаяся по Чукотско-Аляскинской континентальной окраине в непосредственной близости от коллизионной сутуры, была эксгумирована в ходе последующего позднемелового подъёма орогена и его тектонической релаксации. Термогеохронологические данные показывают, по крайней мере, три этапа эксгумации орогена и роста гранито-гнейсовых куполов в условиях адиабатической декомпрессии в интервале 104-84 млн лет. Перед фронтом среднемелового орогена, начиная с апта, формировалась цепочка синнадвиговых бассейнов, которые по мере пропагации на север фронтальных надвигов орогена продвигались в этом же направлении, “накатываясь” на образования эпикаледонской плиты.

Режим растяжения и начало образования океанических котловин современного Северного Ледовитого океана были обусловлены проявлением мезозойского Арктического плюма. С этим плюмом связаны многочисленные поля вулканитов внутриплитного типа. Арктический плюм инициировал также магматический купол Де-Лонга (см. рис. 2, вкл., 18). Согласно гравиметрическим и сейсмостратиграфическим материалам, купол образован концентрической системой дуговых горстов и грабенов, ограниченных дуговыми (в сочетании с радиальными) разломами. В систему дуговых грабенов входят, в частности, осадочные бассейны Новосибирский и Вилькицкого. Обусловившие формирование купола Де-Лонга щелочные базальтоиды изливались в центральной его части в среднемеловое и миоцен-плейстоценовое время, хотя эта возрастная дискретность магматизма может быть мнимой, являясь следствием всего лишь слабой обнажённости региона. Предполагается связь магматизма купола Де-Лонга с Арктическим нижнемантийным апвеллингом, синхронным Тихоокеанскому суперплюму.

Завершающий этап тектонического развития региона, который, пользуясь европейской терминологией назван здесь **альпийским**, охватывает поздний мел и кайнозой. На этом этапе на большей части площади рассматриваемого региона, относящейся к собственно Северному Ледовитому океану, получили преобладание процессы растяжения.

В позднем мелу-кайнозое произошло общее погружение шельфов Восточно-Сибирского и Чукотского морей, а также возникновение в их пределах сдвигово-раздвиговых бассейнов северо-западного простирания (Северо-Чукотского, Южно-Чукотского, Хоуп и др.). Широко проявившиеся в позднем мелу на шельфе морей Восточной Арктики и их континентальном обрамлении правосторонние сдвиговые перемещения (и связанный

с ними режим трансформации) были обусловлены завершением развития среднемелового орогена. Конечная стадия образования сдвигов (северо-западной и северо-восточной ориентировки) явилась в рассматриваемом регионе отражением раскрытия кайнозойского Евразийского океана.

Процессы растяжения в конце мела–начале палеогена привели к образованию котловин Макарова и Подводников в Центральной Арктике и крупных Восточно-Сибирского и Северо-Чукотского надрифтовых бассейнов, накопивших в течение этого этапа мощную толщу мелководно-морских и континентальных осадков. Раскрытие в Центральной Арктике наряду с Канадской котловиной котловин Макарова и Подводников привело к обособлению хребта Менделеева и Чукотского-Нортвинд “бордерленда”, осложненных рифтогенными грабенами, причем Чукотский “бордерленд” испытал вдоль уступа Нортвинд некоторое надвигание на Канадскую котловину, где к тому времени уже закончился спрединг.

Процессы растяжения, характерные для данного этапа развития региона, затронули и Новосибирско-Чукотско-Бруксовскую систему, в пределах которой возникла, в частности, Южно-Чукотская впадина, а на ее восточном продолжении – впадина Хоуп. Восточнее, на Аляске, продолжалось формирование Колвиллского прогиба, ось которого по мере релаксации орогена хребта Брукса смещалась в северном направлении. Синорогенный характер прогиба выразился в оформлении в его пределах чешуйчатонадвиговой системы. Севернее этого прогиба обособился свод Барроу, в фундаменте которого под молодым чехлом вскрыты метаморфические образования элсмирского или даже франклинского комплексов.

С раскрытием в позднем палеоцене Евразийского бассейна структурный план Арктического региона в целом приобрел практически современную конфигурацию. Отколовшийся от Баренцево-Карско-Лаптевского шельфа хребет Ломоносова занял свое современное положение между Новосибирским архипелагом и Гренландией, сместившись к востоку вдоль Хатангско-Ломоносовского трансформного разлома. Раскрытие Евразийского бассейна в какой-то мере могло компенсироваться отмеченным выше надвиганием Чукотского “бордерленда” на Канадскую котловину.

В течение кайнозоя продолжалось погружение возникших к началу этой эры осадочных бассейнов, а в миоцене в пределах купола Де-Лонга произошла новая вспышка плюмового вулканизма, свидетельствующая о “живучести” его очагов.

## **8.2. КОРРЕЛЯЦИЯ ИСТОРИИ ФОРМИРОВАНИЯ ВЕРХОЯНО-КОЛЫМСКОЙ КОЛЛИЗИОННОЙ СИСТЕМЫ И ТЕКТОНИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ В СМЕЖНЫХ СИБИРСКО-ВОСТОЧНО-АРКТИЧЕСКОМ И ТИХООКЕАНСКОМ РЕГИОНАХ**

Как было показано выше, в неопротерозое Арктида была отделена от кратонов Балтика и Сибирский Тимано-Аляскинским океаном. Коллизия этих континентов произошла на рубеже протерозоя–кембрия с образованием байкальского орогенного пояса. В раннем палеозое на докембрийских кратонах Арктида и Сибирский происходило терригенно-карбонатное с красными осадконакопление в области приэкваториальных палеоширот. На этом этапе континентальные блоки Колымского шва (включая Приколымский), а также Охотский, Балыгычанский и Омолонский микрократоны (см. рис. 2, вкл., 18) входили, по-видимому, в состав Сибирского континента. В кембрии произошло раскрытие субмеридионального каледонского океана Япетус, ветвь которого разделила континенты Лаврентию и Арктиду. Фрагменты пород каледонского океана Япетус (в аллохтонном залегании) известны в Центрально-Таймырской зоне, в Колымском отрезке сутуры и на территории Восточной Арктики. В Центрально-Таймырской зоне развиты мощные граптолитовые глинистые и известково-глинистые сланцы кембрия–карбона. Эти составляющие каледонский орогенный пояс отложения имеют аналоги на территории Восточной Арктики (на шельфах Восточно-Сибирского, Чукотского, Бофорта морей, архипелаге Де-Лонга, своде Барроу, в Западной Аляске и современном Канадском Арктическом архипелаге).

Хотя в Колымском отрезке сутуры на западной периферии Верхояно-Колымской орогенной системы нижнепалеозойские образования представлены немногочисленными аллохтонами, они тем не менее весьма информативны в целях реконструкции каледонского океана. Гипербазиты и базиты этих тектонических фрагментов, представленные гарцбургитами, дунитами, габбро и габбро-амфиболитами кумулятивного комплекса, формировались, видимо, как в океанической обстановке, так и в латеральном ряду окраинных морей–островных дуг. Метабазальты офиолитового коллизиионного шва, судя по петро-геохимическим характеристикам, связаны с зонами океанического спрединга, а также с океаническими поднятиями и островами (OIB). Индикатором океанической обстановки являются и два других типа нижнепалеозойских отложений, находящихся в коллизиионном шве Колымской Петли

в аллохтонном залегании. Это, во-первых, офиолиты среднего–позднего кембрия, а также кремнисто-глинистые сланцы и базальты нижнего–верхнего ордовика, перекрытые со структурным несогласием карбонатами девона. Кроме того, здесь установлены турбидиты, граптолитовые известково-глинистые и глинистые сланцы нижнего–среднего ордовика, нижнего силура и отчасти нижнего девона.

Совокупность данных по Верхояно-Колымскому и Арктическому регионам позволяет полагать, что “арктическая” ветвь океана Япетус, разделявшая кратоны Арктида и Лаврентия, могла продолжаться между Арктидой и Сибирским кратонами, протягиваясь в современную Восточную Арктику (Аляску и Канадский Арктический архипелаг). Это продолжение каледонского Япетуса мы предлагаем называть Гиперборейско-Верхоянским океаном. Не исключено его соединение с палео-Пацификом. Судя по образованиям в покровах сутуры Колымской Петли, в Гиперборейско-Верхоянском океане происходили излияния связанных с зоной спрединга деплетированных и слабообогащённых базальтоидов, формирование внутриокеанических построек щелочных базальтоидов, а также накопление кремнисто-глинистых сланцев. Толщи турбидитов маркировали, по-видимому, периферические зоны.

Как было показано выше, в течение силура–позднего девона происходило двустадийное закрытие океана Япетус и его Гиперборейско-Верхоянского продолжения, что нашло отражение в структурах современных районов Восточной Арктики и Верхоянья. Частично это, возможно, было обусловлено раннепалеозойским (начиная с ордовика) спредингом в Уральском океане, способствовавшим раздвижению кратонов Балтика и Сибирский и их сближению с другими континентами. В ходе интенсивно проявившегося в Восточной Арктике позднедевонского, элсмирского орогенеза произошло заключительное формирование каледонского орогенного пояса с оформлением эпикаледонского суперконтинента Лавруссия (Еврамерика). Хотя обычно считается, что в последний входили кратоны Балтика, Лаврентия и Арктида, данные по п-ву Таймыр свидетельствуют об этапе столкновения (развивавшегося, вероятно, по трансформному разлому) также и между Арктидой и Сибирским континентом. В Восточной Арктике заключительному элсмирскому орогенезу соответствуют массивы ортогнейсов, возраст протолитов которых на Чукотке 374,8 и 369,6 млн лет, а в хребте Брукс 395–375 млн лет.

Судя по единичным определениям возраста метаморфических пород в раннем и среднем палеозое, в пределах Гипербо-

рейско-Верхоянской ветви океана Япетус проявились обе фазы каледонского орогенеза – силурийская и заключительная позднедевонская. Первая из них, соответствовавшая скандской фазе Гренландско-Канадского региона, определена по возрасту метаморфизма габбро-амфиболитового комплекса Уядинского и Мунилканского покровов Колымского отрезка сутуры, который датируется в интервале 430–419 млн лет. В.С. Оксман [1998] полагает, что этот метаморфизм связан с начальным надвигообразованием в океанической обстановке. Вторая, позднедевонская, элсмирская фаза орогенеза вызвала оформление шарьяжей. Возраст покровообразования определён по датировке метаморфических сланцев в подошве Уядинского офиолитового аллохтона Колымской Петли – 370 млн лет. Кроме того, возраст элсмирского орогенеза в данном регионе устанавливается по несогласному перекрытию дислоцированных офиолитов Колымской Петли девонскими карбонатными отложениями после того, как эти фрагменты коры каледонского океана примкнули (вероятно, в режиме транспрессии) к окраине Сибирского континента. Хотя обычно считается, что современные северо-восточная и восточная окраины Сибирского кратона от позднего протерозоя до среднего мезозоя включительно носила пассивный характер, а все деформации пород этих окраин явились следствием лишь юрско-неокомского орогенеза, приведённые выше данные, а также несогласия в разрезе девона и в основании турнейского яруса верхоянского комплекса, позволяют предполагать, что края Сибирского континента претерпели и более ранние, домезозойские деформации. Отчасти это признаётся и Л.М. Парфёновым, допускающим, что в раннем палеозое к этому континенту могли причлениться островодужные террейны, а в девоне могло произойти кратковременное столкновение Сибирского и Северо-Американского кратонов. Однако более вероятно, что на ранне-среднепалеозойском этапе осуществлялось не непосредственное столкновение двух этих кратонов, а с окраиной Сибирского континента коллидировали какие-либо террейны, ныне входящие в орогенные пояса Северной Америки. Поскольку признаки процесса палеозойской субдукции на севере и востоке Сибирского кратона отсутствуют, можно полагать, что его коллизия с Арктидой и рядом других террейнов осуществлялась по системе сдвигов.

Таким образом, главной тенденцией в позднем девоне в рассматриваемом сегменте Земли было сближение континентов и широкое проявление коллизионных процессов на их границах, носивших в своём большинстве трансформный (транспрессионный) характер. Поскольку геологические признаки доказывают не только становление в позднем девоне составного континента



Лавруссия, но и столкновение Арктиды с Сибирским кратоном, все эти процессы указывают на начало образования континента Лавразии, хотя Балтика и Сибирь были ещё разделены Уральским бассейном, входившим в состав Палеоазиатского океана. Стягивание континентов в умеренных северных широтах происходило на фоне начала закрытия этого бассейна и Палеоазиатского океана в целом с образованием в конце палеозоя суперконтинента Пангея. В девоне все континенты и разделявшие их океаны мигрировали на север, причём Сибирский континент почти достиг современного положения в умеренных и высоких широтах. Это считается главной причиной смены в его пределах карбонатов и гипсоносных красноцветных толщ на терригенный верхоянский комплекс с бореальной фауной.

С конца девона до середины мезозоя в Пангее развивалась ось спрединга Алазейско-Южно-Аньюского-Ангаючам океана. Этот залив Тихого соединялся с “малым океаническим бассейном Оймякон” [Парфенов, Кузьмин, 2001], возникшим при отчленении Омолонского континентального блока от Сибирского кратона. Считается, что при этом была отрифтована и гирлянда мелких блоков “Омулёвского террейна”, позиция которых была подобна таковой хребта Ломоносова в океанах Арктики. По этой модели [Парфенов, Кузьмин, 2001], Оймяконский океан обладал пассивными границами и не имел связи с восточнее расположенным океаном. Однако, вероятнее всего эта связь существовала, а пластина кратонных фрагментов, ныне конформно вписывающаяся в Колымский коллизийный шов, есть следствие тектонического отслоения края Сибирского кратона в ходе среднемеловой коллизии.

Следует подчеркнуть, что образование бассейна Оймякон на краю Сибирского кратона было синхронно с позднедевонским–раннекаменноугольным рифтогенезом, широко распространившимся в пределах кратонов Арктида и Сибирский. Рифтогенные структуры с бимодальным магматизмом возникли в Арктическо-Аляскинском регионе (трог Ханна и др.), в Южно-Таймырской зоне, по современной восточной окраине Сибирского кратона, включая Омолонский миникратон. В пределах последнего структурно-магматические признаки указывают на связь позднедевонского режима растяжения и сопровождающего магматизма с плюмовым механизмом, который, видимо, и стал причиной широко проявившегося в Арктическо-Азиатском регионе рифтогенеза.

Что касается тектонической позиции позднепалеозойского Алазейско-Южно-Аньюского-Ангаючам океана, то, по альтернативным моделям, он либо отделяется от палео-Тихого системой островных дуг и считается продолжением Уральского океана

[Парфенов, Кузьмин, 2001] или вновь возникшим Протоарктическим океаном [Бондаренко, 2004; и др.], либо рассматривается в качестве залива палео-Пацифика [Карта..., 2004; Lawver et al., 2002; и др.]. С последней трактовкой фактически смыкается модель, предполагающая развитие позднепалеозойского–мезозойского океана, разделявшего кратоны Сибирский и Арктида в результате прогрессирующего в направлении с востока на запад рифтогенеза и спрединга [Соколов и др., 2006; Хаин, Филатова, 2007; и др.]. Вряд ли можно предполагать связь Алазейско-Южно-Анжуйского-Анжуйского океана с Уральским океаном, поскольку последний в интервале средний–поздний палеозой испытал полное закрытие. При этом герцинском орогенезе с Сибирским континентом пришли в столкновение Северная и Центральная зоны п-ова Таймыр с формированием в их пределах коллизионного магматического пояса с датировками интрузий в интервале 306–250 млн лет. Отдельно возникает проблема проведения границы кратонов Сибирского и Арктиды в конце палеозоя и раннем мезозое. В частности, встаёт вопрос: следует ли проявления пермо-триасового траппового магматизма считать спецификой исключительно Сибирского континента? Обнаружение на Новосибирских о-вах магматических пород, синхронных траппам Сибири и сходных с ними по геохимическим признакам, привели авторов [Kuzmichev, Pease, 2007] к выводу о принадлежности этой территории Сибирскому кратону. Однако примечательно, что аналогичные магматические породы известны в пределах Чукотско-Аляскинской микроплиты Арктиды [Богданов, Тильман, 1992; и др.], а также на о-вах Земли Франца Иосифа (Свальбардская микроплита Арктиды) [Богданов, Хаин, 1998]. Если встать на точку зрения, что позднепермские–раннетриасовые траппы могли накапливаться исключительно в пределах Сибирского кратона, то к последнему следует отнести все указанные выше микроплиты и Южно-Китайский кратон с его трапповым магматизмом. Однако, видимо, возможен и другой подход к этой проблеме, если полагать, что обусловивший траппы подлитосферный суперплюм не был жёстко “привязан” к Сибирскому кратону, а мог проявиться в пределах нескольких плит, включая Арктиду. Такое предположение представляется тем более реальным, что при герцинском орогенезе регистрируется коллизия последней с Сибирским кратоном.

В целом Алазейско-Южно-Анжуйский-Анжуйский океан (вкупе с бассейном Оймякон) претерпел несколько этапов развития – позднепалеозойский–раннетриасовый, познетриасовый–среднеюрский, позднеюрский и неокомовый, завершив формирование в аптское время. Общая обстановка нарастающего сжатия, обусло-

вившая стадийность возникновения и отмирания в нём островных дуг, отражала конвергенцию континентальных плит и плит палео-Пацифика, на фоне которой шло оформление Верхояно-Колымской орогенной системы.

На позднепалеозойском–раннетриасовом этапе в Алазейско-Южно-Аньюском-Ангаючам бассейне океанические пространства (с зонами спрединга) сочетались с системами островных дуг и тыловодужных бассейнов. Тектонические фрагменты океанических пород обнаружены в пределах всей Верхояно-Колымской системы, включая Южно-Аньюский и Колымский сегменты сутуры. Океаническое происхождение имеют, вероятно, породы Нагонджинской пластины Колымской Петли (подушечные базальты, толща кремней, гемипелагические вулканогенно-терригенно-кремнистые отложения карбона–перми). В Увязкинской пластине этой сутуры фаменские базальты типа MORB сочетаются с фтанидами, кремнистыми аргиллитами и алевролитами нижнего карбона. В Кенкельдинской пластине Алазейского поднятия Верхояно-Колымской системы присутствуют базальты типов MORB и OIB, глинистые сланцы и известняки позднедевонского–раннекаменноугольного возраста и серпентинитизированные гипербазиты. В юго-западной части Верхояно-Колымской орогенной системы (в Березовском пакете пластин) индикатором палеозойского океана являются девонские–нижнекаменноугольные глинистые сланцы, яшмы, базальты. В Южно-Аньюском сегменте сутуры обнаружен фрагмент каменноугольной океанической или островодужной коры [Бондаренко и др., 2003а,б; Соколов и др., 2001а, б], вулканогенно-кремнисто-терригенные породы которой содержат базальтоиды типа N-MORB. Близкий возраст, по данным [Драчев, Савостин, 1993], имеют подушечные базальты о. Большой Ляховский.

Позднедевонская–пермская (возможно, до раннего триаса) Алазейская островная дуга развивалась или в Алазейско-Южно-Аньюском-Ангаючам океане, или занимала пограничное положение между этим океаном и плитами палео-Пацифика. Фрагменты этой дуги вскрываются в Алазейском блоке, а также, возможно, в юго-западной части Верхояно-Колымской орогенной системы (Сиверский, Надеждинский и другие блоки). Каменноугольно-пермские островодужные породы, являющиеся, видимо, фрагментом Алазейской дуги, установлены в Яракваамском блоке на северо-восточной периферии этой системы. Островодужную природу имеют и верхнепалеозойские (320–312 млн лет) Вургувеевские офиолиты Южно-Аньюского сегмента сутуры. Алазейской островной дуге сопутствовали тыловодужные бассейны, крем-

нисто-терригенные породы которых (в аллохтонном залегании) обнаружены, в частности, в Алазейском блоке. Океанические и островодужные офиолиты девона–перми известны и в сегменте сутуры Кобук.

В среднем триасе произошла реорганизация плит в Алазейско-Южно-Аньюском-Ангаючам океане, сопровождавшаяся отмиранием Алазейской островной дуги и её тектонической аккрецией с окраинноморскими и надсубдукционными комплексами, что обусловило оформление среднетриасовой поверхности структурного несогласия. Последняя, в частности, прослежена в Нагонджинской тектонической пластине Колымской Петли. Среднетриасовый эпизод надвигообразования подтверждается соответствующим возрастом метаморфизма (239–231 млн лет,  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ) зелёных сланцев и амфиболитов, обнаруженных в подошве надвиговых пластин в Южно-Аньюского отрезка сутуры [Бондаренко, 2004; Бондаренко, Лучицкая, 2008; Бондаренко и др., 2003в]. Не исключено, что среднетриасовые плагиограниты Алучинского блока возникли в коллизионной обстановке. Важно подчеркнуть, что этот первый в мезозое этап тектогенеза и компрессии проявился на всём океаническом пространстве между Сибирским кратоном и Гиперборейско-Североамериканской частью Евразии. В целом позднепалеозойский–раннемезозойский этап компрессии соответствует максимуму аккреции континентов в северном полушарии, обусловившей их вхождение в Лавразию, а в конце перми – в Пангею. Оформившийся на п-ове Таймыр в конце перми Карский пояс коллизионных гранитоидов возник, возможно, по крупной системе сдвигов, по которой произошло столкновение Карского фрагмента Арктиды с Сибирским кратоном.

На континентальном обрамлении океана на рубеже среднего и позднего триаса начался процесс растяжения и рифтогенеза, предшествовавший возникновению Амеразийского бассейна. Дислокации позднего триаса регистрируются в Чукотском блоке. Началу режима растяжения соответствовали мощные излияния траппов рубежа перми и триаса.

Спрединг в Алазейско-Южно-Аньюском-Ангаючам океане продолжался на следующем поздне триасовом–среднеюрском этапе. В Кулар-Нерской пластине Колымской Петли этому интервалу отвечают глубоководные глинистые сланцы среднего–позднего триаса. При корреляции пород двух пластин Колымской Петли – внешней Кулар-Нерской и более внутренней Нагонджинской – реконструируется латеральный ряд отложений морского бассейна от более глубоководных его участков до приостроводужных с обогащением пирокластикой. Обилие в триасово-нижнеюрских

отложениях горизонтов олистостром является, по-видимому, отражением раннемезозойских импульсов компрессии. Фрагменты поздне триасовой–раннеюрской океанической коры (базит-ультрабазитовые и кремнисто-базальтовые комплексы) обнаружены в Южно-Ануйском сегменте сутуры.

На этом этапе развивалась поздне триасовая–среднеюрская Алазейско-Олойская островная дуга, тектонические фрагменты которой широко рассеяны в пределах Верхояно-Колымской орогенной системы и весьма вероятны в Южно-Ануйском-Кобук коллизионном шве. Верхне триасовая–юрская туфогенно-терригенная толща, известная в Яракваамском блоке, а также в ряде аллохтонных пластин к северо-востоку от этого шва, в совокупности представляют, видимо, фрагмент латерального ряда островная дуга–задуговой бассейн. Возможно, к последнему относятся турбидиты предположительно поздне триасового возраста Южно-Ануйской зоны.

Бат–келловейскому интервалу соответствовал второй в мезозое этап компрессии и надвигообразования в пределах мезозойского океанического залива Тихого океана. Этот орогенез сопровождался горизонтальными перемещениями, аккрецией фрагментов более древних островных дуг с Алазейско-Олойской дугой, закрытием задуговых и преддуговых бассейнов и накоплением грубообломочных бат-келловейских отложений. Перемещение тектонических пластин вызвало образование синнадвиговых зон метаморфизма. В Колымской Петле пока имеется лишь единственное среднеюрское (174 млн лет) определение возраста зелёносланцевого метаморфизма в подошве офиолитовой пластины. В хребте Брукс, в пределах Новосибирско-Чукотско-Бруксовской орогенной системы, метаморфические породы амфиболитовой и зелёносланцевой фаций в подошве обдуцированных аллохтонов также датируется средней юрой (171 млн лет). Причинами коллизионных процессов в океаническом бассейне могли быть, с одной стороны, процессы растяжения коры в пределах Арктиды (в ходе продолжавшегося там рифтогенеза), а с другой, встречное, северонаправленное движение Приколымо-Омолонского блока и юго-восточного края Сибирского кратона. Последнее могло быть обусловлено окончанием закрытия в конце средней юры морского бассейна на востоке Монголо-Охотского орогенного пояса и завершающимися коллизионными процессами в его пределах. В ходе коллизии к Сибирскому кратону со стороны Тихого океана и его Монголо-Охотского залива были причленены пермско-раннеюрские островные дуги, которые затем по сдвигам перемещались вдоль края кратона. Их фрагменты вскрываются, например, на п-ове Тайгонос [Некрасов, 1976; Соколов и др., 1999]. Это продолжав-

шееся с конца перми до среднего мезозоя постепенное формирование Монголо-Охотского орогенного пояса не могло не вызвать эпизоды транспрессии в прилежащей части Сибирского кратона.

Позднеюрский интервал в Алазейско-Южно-Аньюском-Ангам-Юкам бассейне характеризуется завершением процесса спрединга [Бондаренко и др., 2003а,б,в; Соколов и др., 1999; Sokolov et al., 2002]. Фрагменты океанической коры этого времени сохранились в пределах Южно-Аньюского сегмента сутуры. Усилившийся режим компрессии вызвал в поздней юре новую реорганизацию плит в этом океаническом бассейне и возникновение новых вулканических поясов. Ныне многочисленные фрагменты этих оксфорд-титонских островных дуг выявлены в Верхояно-Колымской орогенной системе. Аллохтонный характер их залегания в покровно-надвиговых структурах не дает возможности однозначной реконструкции начальной позиции позднеюрских островных дуг, как и наклона обусловивших их зон субдукции. Этим объясняется многочисленность альтернативных палеогеодинамических моделей для позднеюрского интервала. Имеющаяся информация не позволяет пока решить вопрос: представляют ли эти фрагменты разные вулканические пояса или являются принадлежностью единой сложной системы дуг. В качестве самостоятельного принято выделять Уяндино-Ясачненский магматический пояс либо в качестве островной дуги располагавшийся вблизи Сибирского кратона, либо развившийся на утоненном крае последнего. Согласно другой модели, этот пояс возник над зоной субдукции, наклонённой под Приколымско-Омолонский блок. Наконец, есть и третья точка зрения о связи Уяндино-Ясачненского магматического пояса с двумя, встречно направленными зонами субдукции. Не выяснена полярность и Аньюско-Святоносской островной дуги, фрагменты которой ныне располагаются вдоль Южно-Аньюского сегмента сутуры. Не исключено, что эта дуга продолжалась в Кульпольнейском вулканическом поясе.

Важно подчеркнуть, что позднеюрские вулканические пояса на этапе заложения несогласно перекрыли фрагменты пород палеозойских и мезозойских островных дуг, океанических и окраинноморских бассейнов, которые были тектонически совмещены в ходе палеозойских и мезозойских тектогенезов. Это доказывается, в частности, распространением в основании Уяндино-Ясачненского пояса поверхности структурного несогласия, ниже которой залегают деформированные бат-келловейские грубообломочные отложения.

По периферии Тихого океана в поздней юре происходило формирование протяженной Удско-Мургальско-Северокорякской сис-

темы островных дуг и окраинных морей, которое непрерывно продолжалось и в раннем мелу, включая готерив [Филатова, 1988].

В конце поздней юры (скорее всего, в среднем титоне) произошёл следующий импульс мезозойского орогенеза. Об этом свидетельствует завершение формирования надсубдукционных магматических поясов, накопление титонских олистостромомолассовых отложений и признаки размыва позднеюрских дуг. Последнее доказано находками в покровах терригенных и флишOIDных толщ Южно-Анжуйского сегмента сутуры детритовых цирконов с возрастом (U-Pb)  $155,4 \pm 9,0$  и  $149,6 \pm 10,2$  млн лет (кимеридж–титон). Накопление этих толщ изначально происходило в бассейнах, возникавших перед фронтами надвигов, деформировавших вулканические пояса и структуры синхронного латерального ряда. Не исключено, что синнадвиговую природу имеет Раучуанская впадина с верхнеюрским терригенным наполнением. Доказательства позднеюрского надвигообразования получены в Полярнинском поднятии Южно-Анжуйской сутуры, где в подошве пластины карбоновой толщи (с базальтоидами окраинноморского или океанического генезиса) обнаружены метаморфические породы зелёносланцевой фации, датированные ( $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ) 156–153 млн лет (оксфорд–кимеридж) [Бондаренко и др., 2003]. О позднеюрском покровообразовании свидетельствуют также бластомилониты в основании островодужного аллохтона в Алярмаутском поднятии, имеющие возраст 146 млн лет [Бондаренко. Лучицкая, 2003].

Можно полагать, что в конце поздней юры были полностью завершены процессы океанического и окраинноморского спрединга, и осадконакопление происходило лишь в единичных остаточных морских бассейнах. Равным образом произошло и завершение развития надсубдукционных вулканогенных поясов, хотя локально проявлялся неокомовый вулканизм, связанный с остаточными магматическими очагами. Что касается изолированных полей вулканитов бимодальных ассоциаций, обнаруженных в Алазейском блоке и, как показано выше, предполагающихся в других частях рассматриваемой территории, то они являются, вероятно, внутриплитными и, коррелируясь с нижнемеловыми–кайнозойскими щелочными вулканитами купола Де-Лонга, генетически связаны с нижнемантийным плюмом.

Интенсивный позднеюрский импульс компрессии, обусловивший возникновение покровно-надвиговой структуры Верхояно-Колымской орогенной системы, привел также к началу оформления сегментов сутуры Колымской Петли и Южно-Анжуйского. Оба сегмента, ныне нарушенные сдвигом (см. рис. 3), маркировали границу замыкающегося Алазейско-Южно-Анжуйского океана

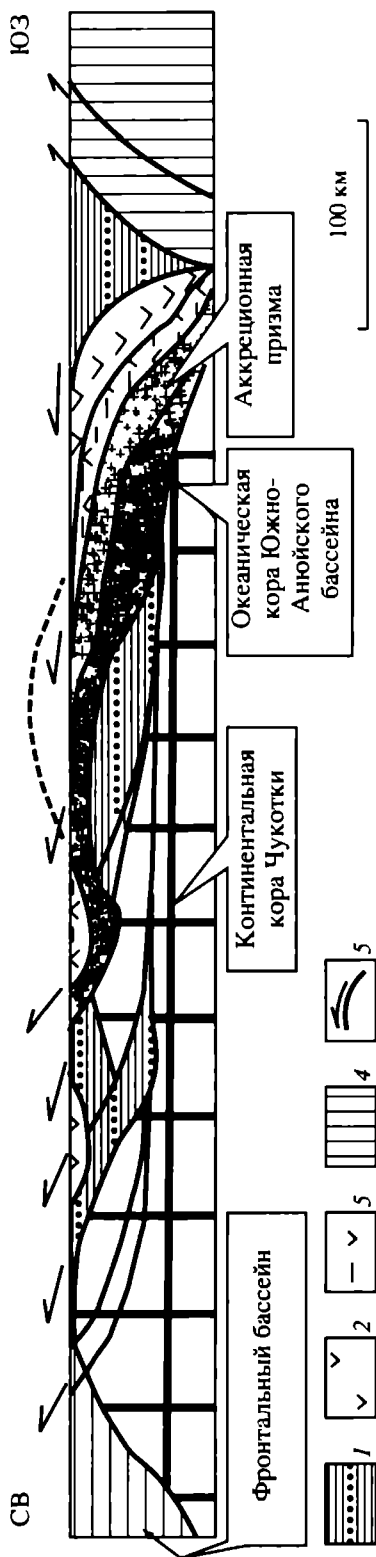


Рис. 40. Соотношение Новосибирско-Чукотско-Бруксовской (Чукотский сегмент) и Верхояно-Колымской орогенных систем и разделяющего их Южно-Ануйского коллизионного шва в раннемеловое время [Бондаренко и др., 2003а]. Вертикальный масштаб условный

1 – среднепалеозойские–нижнемеловые отложения Южно-Ануйского бассейна; 2 – мезозойские островные дуги; 3 – отложения преддуговых и задуговых прогибов; 4 – образования Верхояно-Колымской орогенной системы; 5 – надвиги (стрелки – направление перемещения)

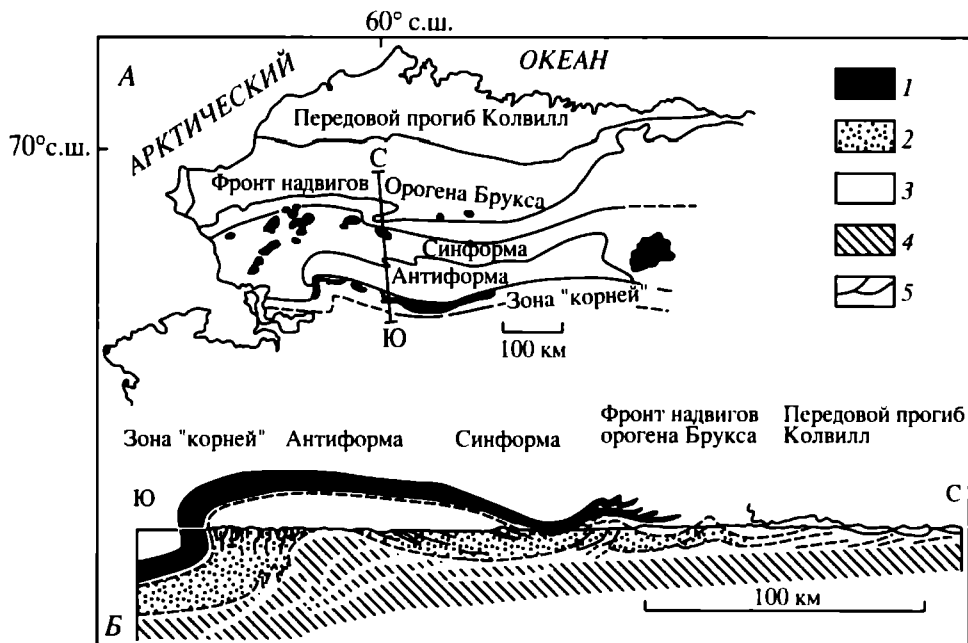
(и соответственно растущего Верхояно-Колымского орогена), отделяя его от кратонов Сибирского и Арктида. Синхронность формирования обоих сегментов сутуры (а также сегмента Кобук) доказывается одновременным появлением здесь синсдвиговых прогибов и массивов анатектических гранитоидов, которые сопровождали зоны зонального амфиболит-зеленосланцевого метаморфизма. По внешнему (континентальному) краю коллизионного шва Колымской Петли началось формирование гранитоидов Главного батолитового пояса с U-Pb датировками (по цирконам) 155–143 млн лет (кимеридж–ранний берриас) [Прокопьев и др., 2007], который трассировал также и восточное продолжение этого фрагмента сутуры, включая Березовский ее сегмент (см. рис. 13). В конце поздней юры–начале мела возникли гранитоиды коллизионного типа по континентальному обрамлению Южно-Ануйского отрезка сутуры.

Причиной позднелюрской (колымской) фазы мезозойского орогенеза явилась конвергенция Сибирского кратона и фрагмента кратона Арктида. Этот фрагмент – Чукотско-Аляскинская микроплита – была отторгнута от континента и вовлечена в юго-западное перемещение



в связи с началом спрединга в Канадском бассейне. Предполагается, что западным ограничением Чукотско-Аляскинской микроплиты был трансформный разлом вдоль хребта Ломоносова (см. рис. 39), тогда еще не отчлененного от континента. Режим компрессии усилился вследствие встречного перемещения Сибирского континента с ротацией по часовой стрелке. На позднеюрском этапе началась деформация чехлов кратонов Сибирского и Арктида, пограничных с Верхояно-Колымским орогеном (с оформлением соответственно Верхоянской и Новосибирско-Чукотско-Бруксовской складчато-надвиговых систем).

Главный и завершающий этап оформления Верхояно-Колымской орогенной системы и примыкающих к ней по коллизионной сутуре складчато-надвиговых систем краев континентов приходится на средний мел (до раннего альба включительно). Интервал некома-апта-раннего альба явился заключительным для оформления сутуры Южно-Аньюской-Колымской Петли-Кобук. Связанные с этим главным импульсом коллизии зоны метаморфизма и пояса анатектических гранитоидов (а также гранито-гнейсовые купола) возникли по внешнему обрамлению Колымского шва (Главный батолитовый пояс и поперечные пояса с датировками 145–135 и Северный пояс гранитоидов с возрастом 127–120 млн лет, а также коллизионные раннемеловые плутоны, прорывающие Березовский пакет надвигов по восточному краю Омолонского миникратона), вдоль Южно-Аньюско-Кобук отрезка сутуры в пределах хребта Брукса и Чукотской зоны (в последней с импульсами в интервалах 144–139 (берриас-валанжин) и 127–100 млн лет (баррем-альб)). Многочисленные датировки синнадвиговых метаморфических пород амфиболитовой и зеленосланцевой фаций свидетельствуют о валанжин-раннеальбском возрасте главного этапа покровообразования во всем Верхояно-Чукотском орогенном поясе. На этот этап приходится максимальное перемещение покровов из внутренней части Верхояно-Колымского орогена как в пределы окраины Сибирского кратона (см. рис. 2, вкл.), так и на Чукотско-Аляскискую микроплиту Арктиды (рис. 40). В пределах Южно-Аньюского фрагмента сутуры возраст покровообразования в интервале 139–104 млн лет [Бондаренко и др., 2003б,в). На Восточной Чукотке и Аляске возраст синнадвиговых метаморфических пород 139–115 млн лет. Наиболее молодые бластомилониты в подошве покрова в Алярмаутском поднятии имеют возраст 123 млн лет [Бондаренко, Лучицкая, 2003]. На п-ове Лисберн и в хребте Брукс возраст надвигообразования оценивается в интервале 132–115 млн лет [Moore et al., 2002; и др.]. Этот этап характеризуется максимальными амплитудами перемещения офиолитовых покровов из



**Рис. 41.** Принципиальная тектоническая зональность орогена хребта Брукса (А) и схематический геологический профиль (Б) [Roeder, Mull, 1978]. Соотношение сутуры Кобук (зона "корней") и Бруксовского сегмента Новосибирско-Чукотско-Бруксовской орогенной системы. Вертикальный масштаб условный

1 – океанические офиолиты и островодужные образования девона–юры океана Ангачам; 2 – деформированные шельфовые отложения края кратона Арктида (Чукотско-Аляскинской микроплиты); 3 – нижнемеловые отложения фронтального передового прогиба Колвилл; 4 – кристаллический фундамент кратона; 5 – надвиги и чешуйчато-надвиговые структуры (в фундаменте кратона – белые линии). Пунктир на профиле – две главные поверхности срыва – между офиолитами и шельфовыми отложениями и между отложениями шельфа и передового прогиба или фундамента. Зона "корней" офиолитовых и островодужных пород – сutura Кобук (коллизийный шов закрывшегося океана Ангачам)

“корневой” зоны сутуры Кобук в пределы Чукотско-Аляскинской микроплиты (рис. 41).

Пик компрессии, деформационных процессов и покровообразования в конце неокома–раннем альбе, вызвавший завершение формирования Верхояно-Колымской коллизийной системы, а также Верхоянской и Новосибирско-Чукотско-Бруксовской складчато-надвиговых систем на краях прилегающих континентов, обусловил оформление дивергентного строения Верхояно-Чукотско-Бруксовского орогенного пояса. В разрезе она приобрела форму гигантского расходящегося веера (компрессионная структура типа flower-structure), образованного надвиговыми пластинами, вергентность которых от центра Верхояно-Колымского орогена была направлена в разные стороны – на юго-запад в сторону Сибирского кратона и на северо-восток на Чукотско-Аляскинское континентальное

обрамление. Общая симметричность строения и синхронность завершения оформления всех орогенных систем Верхояно-Чукотского орогенного пояса подчеркивается также одновременным заложением и симметричным расположением фронтальных синнадвиговых прогибов (см. рис. 11, вкл.) – Приверхоянского и Колвилл (с северо-западным продолжением последнего в пределах современных шельфов морей Восточной Арктики). Выявлена однотипная тенденция развития этих краевых прогибов, заключающаяся в центробежном смещении их осевых частей вглубь континентов по мере усиления компрессии и роста орогенного сооружения. Отложения прогибов при этом приобретали чешуйчато-надвиговую структуру (см. рис. 2, вкл.), усложнявшуюся во времени по мере пропагации прогибов от надвиговых фронтов орогена.

Завершение среднемиловый компрессии реализовалось в развитии систем сдвигов. Протяженные левые сдвиги, зачастую трансформировавшиеся из надвигов, нарушили Верхояно-Колымскую орогенную систему и край Сибирского кратона, а также Чукотско-Аляскинскую микроплиту Арктиды. Аналогичный левый сдвиг (вернее, система эшелонированных сближенных сдвигов) нарушил целостность среднемилового коллизийного шва и Верхояно-Чукотской тектонической области в целом, и по нему Южно-Анжуйский ее сегмент (вместе с Чукотским) блоком был перемещен в северо-западном направлении, что обусловило торцовое сочленение фрагментов шва Колымской Петли с Южно-Анжуйским. Представляется, что на завершающей апт-альбской стадии орогенеза сдвиговые перемещения проявились не только на восточной, но и на северной окраине Сибирского кратона, что обусловило возникновение среднемиловых дислокаций в Южно-Таймырской зоне, являвшейся северным продолжением Верхоянской орогенной системы.

Среднемиловый пик компрессии в Верхояно-Чукотском орогенном поясе был вызван не только максимумом сближения Сибирского кратона и Чукотско-Аляскинской микроплиты при раскрытии Американо-Европейского бассейна (см. рис. 39), но, может быть, в большей степени воздействием плит Тихого океана. Периферическая часть последнего также была вовлечена в среднемиловый орогенез [Филатова, 1998], который в целом носил глобальный характер и нередко выделяется в ранг гиперколлизии [Vaughan, 1995; и др.]. Этот орогенез протекал на фоне распада Пангеи и раскрытия Атлантики, а в Тихом океане совпал со среднемиловым скачком возрастания (почти на порядок) скоростей океанических плит [Зоненшайн, Кузьмин, 1992; Engebretson et al., 1985].

На северо-западе Тихого океана, к востоку от Сибирского континента, в позднеюрское–раннемеловое время располагалась сложная система окраинных морей, островных дуг и микроконтинентов [Парфенов и др., 2003; Филатова, 1988; Зоненшайн и др., 1990а,б; Соколов, 1990, 2003], которая продолжала развиваться вплоть до апта, несмотря на кратковременную позднеюрскую (колымскую) орогению, которая вызвала коллизию континентальных блоков и формирование зон метаморфизма высоких давлений и массивов анатектических гранитоидов с возрастом около 140 млн лет.

Около 125–120 млн лет (конец баррема–начало апта) восточная окраина Лавразии подверглась интенсивному сжатию, в связи с чем прекращают функционирование зоны субдукции и связанные с ними окраинноконтинентальные и перокеанические островодужные вулкнические пояса. Среднемеловая орогения вызвала столкновение островных дуг и микроконтинентов с Сибирским континентом и образование в коллизионных зонах анатектических гранитоидов с возрастом 120–105 млн лет [Парфенов, Кузьмин, 2001].

Со стороны Тихого океана в среднемеловую орогению с северо-восточным краем Азиатского континента пришли в столкновение террейны различной природы: островные дуги, образования окраинноморских бассейнов и океанических областей [Парфенов и др., 2003; Filatova, Vishnevskaya, 1997], а возможно, и отчлененные от кратонов блоки континентальной коры [Натапов, Сурмилова, 1995]. В результате был сформирован Охотско-Корякский аккреционно-коллизионный орогенный пояс, увеличивший площадь континентальной окраины Азии. Южное продолжение среднемелового орогенного покровно-надвигового пояса прослеживается в хабаровском и амурском комплексах Западно-Сихотэалинского региона, а также в покровах внутренней зоны юго-западной Японии.

Интенсивный спрединг обусловил экстраординарное сжатие и выталкивающий эффект (*ridge-pull force*) по периферии Тихого океана, что, прекратив развитие периокеанических островных дуг, привело к аккреционно-коллизионным процессам у окраин континентов в интервале поздний неокон–ранний альб, доказательства которых приведены в главе 7. На северо-западной периферии Тихого океана в покровно-надвиговые дислокации (с частичной обдукцией на континент) были вовлечены Удско-Мургалско-Северокорякская островная дуга и смежные структуры латерального ряда (см. рис. 11, вкл.). Эти дислокации сопровождались возникновением синорогенных впадин (Умкувеемская, Айнахкургенская и др.) с мощным баррем-раннеальбским наполнением [Филатова, 1988, 1998]. Аналогичные орогенические события в режиме интенсивной компрессии происходили и по северо-восточному, северо-

американскому обрамлению Тихого океана, где в среднемеловое время сформировались покровно-надвиговые структуры периокеанического орогена Севиер (см. рис. 11, вкл.).

Среднемеловой периокеанический орогенез привел к интенсивному меридиональному сжатию в тыловых его областях. В последних в связи с этим возник эффект как бы широтного “расплющивания” Верхояно-Колымского орогена, имеющего в конечной конфигурации два далеко отстоящих друг от друга петлевидных ограничения – Колымской и Кобук петель (см. рис. 11, вкл.). Сжатие в связи с периокеаническими аккреционно-коллизионными процессами явилось, видимо, главной причиной проявления в Верхояно-Чукотском орогенном поясе левосторонних сдвиговых перемещений. Позднее, в поздне меловое–кайнозойское время, в связи с образованием арктических бассейнов широкое распространение получили правосторонние сдвиги.

В позднем альбе коллизионно-аккреционные процессы наращивания Азиатского континента сменились ускоренной субдукцией под него плиты Кула, и на восточной окраине Азии возник протяженный Чукотско-Катазиатский вулканический пояс, состоящий из нескольких сегментов. Наиболее северный из них – альб-сенонский Охотско-Чукотский, несогласно перекрыл два смежных среднемеловых орогенных пояса – Верхояно-Чукотский и Охотско-Корякский.

### **8.3. РОЛЬ СУПЕРПЛЮМОВЫХ ЭПИЗОДОВ В ФОРМИРОВАНИИ СТРУКТУР ВОСТОЧНО-АРКТИЧЕСКО-АЗИАТСКОГО РЕГИОНА**

Хотя рассмотренная выше летопись максимумов накоплений вулканитов WPB-OIB типа – индикаторов суперплюмовых эпизодов – в Восточно-Арктическо-Азиатском регионе страдает неполнотой (пробел информации для раннего палеозоя не означает отсутствие аналогичных процессов в этом интервале), приведенные данные позволяют определить место этих событий в эволюции континентов. В целом суперплюмовый механизм начинает действовать после образования суперконтинентов (континентов), обуславливая их раскол в виде активного рифтогенеза, впоследствии прогрессирующего до процессов океанического спрединга. Первым таким событием в Арктическо-Азиатском регионе регистрируется неопротерозойский суперплюмовый апвеллинг, стадийно проявившийся от 850–800 до 670–630 млн лет и приведший к распаду эпигренвильского суперконтинента Родиния на ряд континентов (в том числе Лаврентия, Арктида и др.). При этом около

650–600 млн лет возник Пацифик и ряд байкальских океанов, а на рубеже протерозоя и кембрия – океан Япетус. Второй суперплюмовый эпизод в рассматриваемом регионе проявился вслед за оформлением континента Лавруссия (возникшего путем объединения Лаврентия и Балтики). Этот эпизод, длившийся около 380–350 млн лет назад, был не столь интенсивным, выразившись в континентальном рифтогенезе и образовании малых океанических бассейнов. Два последующих мощных, глобально проявившихся суперплюмовых импульса – в интервалах 260–235 и 180–80 млн лет – сопровождали (обусловили) распад сформировавшегося в конце карбона суперконтинента Пангея. Первый из этих импульсов рубежа перми–триаса, сопровождавшийся мощным трапповым магматизмом, вызвал интенсивный рифтогенез Пангеи. В юрско-меловом интервале в результате действия Атлантико-Африканского суперплюма произошел распад Гондваны и развитие спрединга в Атлантическом океане. С действием этого суперплюма, обусловившим дальнейший распад Пангеи, связан внутриматитный магматизм и континентальный рифтогенез Арктики, а также образование Амеразийского бассейна, т.е. начало образования котловин Северного Ледовитого океана. Не исключено, что в Арктике функционировал Арктический плюм – ответвление Атлантико-Африканского мантийного суперплюма. Аналогичного типа кайнозойский магматизм, начавшийся с 50–40 млн лет, представлял, вероятно, один из поздних импульсов мелового суперплюма. В целом максимальная активность суперплюмов регистрируется на этапе становления суперконтинентов. Дальнейший поэтапный распад суперконтинентов сопровождается импульсами меньшей интенсивности апвеллинга (и соответственно меньшими объемами пород WPB-типа).

Нижнемантийная природа суперплюмов доказывается комплексом сейсмотомографических и изотопно-геохимических данных, включая высокие величины  $^3\text{He}/^4\text{He}$ , отличные от низких значений этого параметра в MORB. Суперплюмам соответствуют низкоскоростные сейсмоаномалии Р-волн, интерпретируемые в качестве разуплотненного подвижного нижнемантийного вещества, поступающего от границы ядро–мантия и включающего также вещество рециклинговых слэбов и ядерных эманаций [Manguerra et al., 2007]. Данные сейсмопрофилирования показывают, что реологическая расслоенность всех уровней мантии Земли и наличие в ней погружающихся фрагментов высокоскоростных слэбов препятствуют вертикальному подъему нижнемантийного вещества, которое зачастую центробежно распространяется от главного суперплюмового канала вдоль “слоев” более плот-

ного и более сейсмически скоростного материала, огибая в том числе субдуцированную океаническую литосферу. В итоге при апвеллинге нижнемантийное вещество суперплюма образует сочетание вертикальных каналов с отходящими от них субпластовыми ответвлениями, как это, например, доказано для обширной области действия Атлантико-Африканского суперплюма, включающей Северную Атлантику, Исландию, Западную Европу и Африку. Аналогичная структура предполагается и для Тихоокеанского суперплюма [Пушаровский и др., 1999; Филатова, 2002а,б; и др.]. Кажущееся “бескорневое” положение субпластовых обособлений нижнемантийного вещества плюмов (особенно распространенных в зоне 410–660 км) нередко создает ложное впечатление верхнемантийной природы плюмов.

Альтернативная модель связывает появление внутриплитного магматизма с плавлением литосферной мантии суперконтинентов за счет повышенного под ними температурного градиента. Однако показано [Miyamoto et al., 2007] отсутствие теплового экранирующего эффекта континентов. Кроме того, эта модель не учитывает изотопно-геохимической специфики доминирующих базальтов WPB-типа. Но самое главное: концепция нижнемантийного апвеллинга обосновывает возможность плавления и верхнемантийных, локально гидратированных уровней, что сопровождается появлением вулканических с соответствующими “субдукционными” характеристиками.

В целом же рассеянный (диффузный) характер полей вулканических WPB-OIB-типа обусловлен ответвлением от суперплюма многочисленных дочерних плюмов – плюмлет, или *hot fingers* [Janney, Castillo, 1997; и др.]. При этом если начальное воздействие суперплюма на литосферу континента вызывает его растяжение и деструкцию по типу активного рифтогенеза, то поступающие дочерние плюмы используют ослабленные зоны растяжения (пассивный континентальный рифтогенез).

Одной из нерешенных проблем остается разгадка генезиса суперплюмовых событий Земли, периодичность которых оценена в 100–200 млн лет. Не исключено, что причины этих событий, хотя бы отчасти, носят космогенный характер. Однако чаще суперплюмовый механизм объясняют глубинной энергетикой Земли. Так, согласно концепции аваланшей, катастрофический обвал к границе ядро–мантия накопившихся в зоне 410–660 км субдуцированных слэбов вызывает ответную реакцию в виде апвеллинга вещества от слоя D". Отсюда следует, что суперплюмы формируются на заключительных этапах становления суперконтинентов (в частности, Родинии и Пангеи), когда происходит субдуциро-

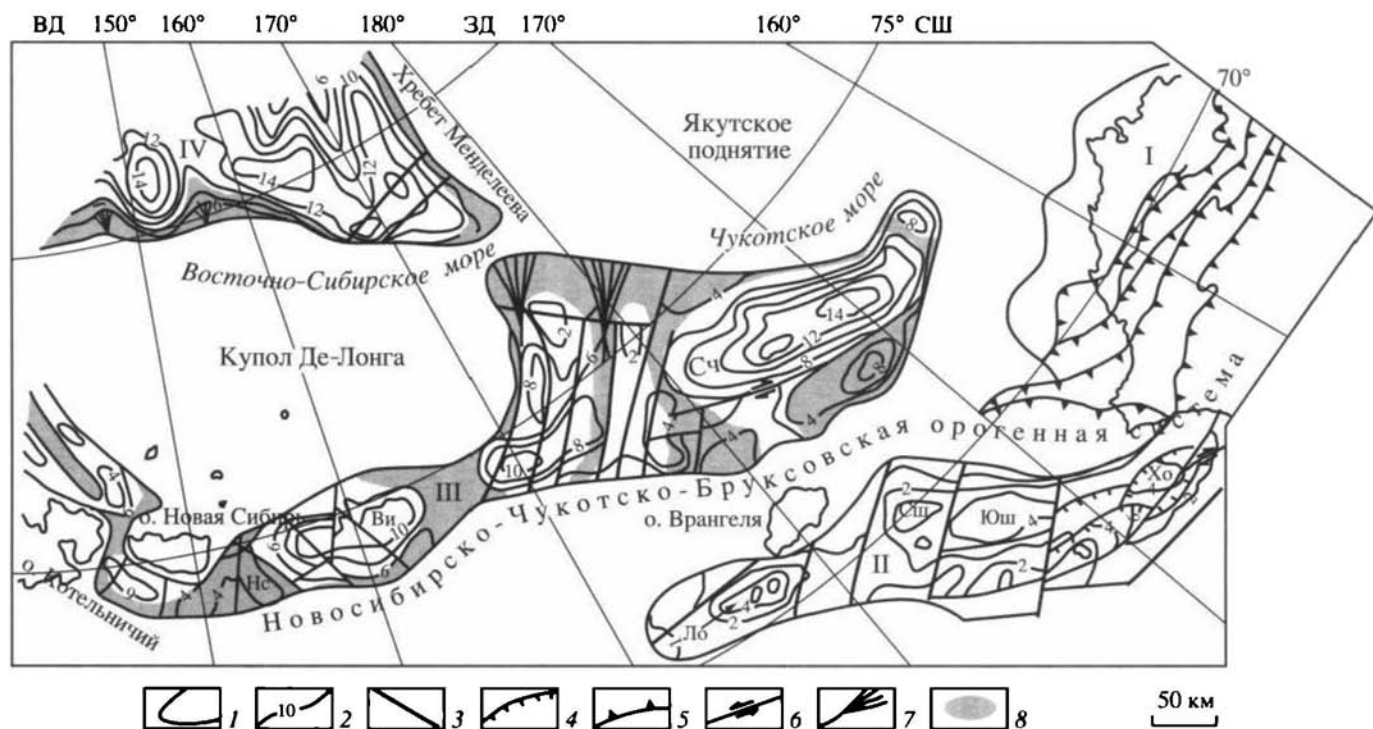
вание максимальных объемов океанических плит. Воздействие возникших суперплюмов приводит к распаду суперконтинентов, вплоть до образования океанов. Соответствующие этой деструкции импульсы проявления WPB свидетельствуют о дискретном характере этого процесса во времени. Вместе с тем плюмы, вызывая деструкцию континентальной литосферы, рифтогенез и образование океанов, одновременно стимулируют активность плит-тектонических событий, способствуя усилению интенсивности аккреционно-коллизийных процессов, что в конечном счете приводит к образованию новых суперконтинентов.



## **НЕФТЕГАЗОНОСНЫЕ И ПОТЕНЦИАЛЬНО НЕФТЕГАЗОНОСНЫЕ ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКО- КАЙНОЗОЙСКИЕ БАССЕЙНЫ ВОСТОЧНОЙ АРКТИКИ**

При разработке концепции освоения Российской Арктики весьма актуальна проблема нефтегазоносности, в том числе для трудно доступного восточного региона, охватывающего шельфовые Восточно-Сибирское и Чукотское моря с континентальным склоном. Вследствие сложной ледовой обстановки и территориальной удаленности этот регион Арктики остается наименее изученным. Для выявления перспектив его нефтегазоносности выделены основные осадочные бассейны, которые отражены на тектонической карте (см. рис. 2, вкл.) и специализированной схеме (рис. 42). Это – шельфовые Южно-Чукотский, Новосибирско-Северо-Чукотский и склоновый Предвосточносибирский поздне-мезозойско-кайнозойские бассейны. Главные этапы их развития и соответствующие им сейсмокомплексы охарактеризованы в предыдущих разделах. Для оценки углеводородного потенциала эти представления дополнены более детальной информацией по структурным, литолого-стратиграфическим, а по возможности, и геохимическим особенностям осадочного заполнения конкретных бассейнов. Мощность их осадочного заполнения, изображенная в виде условных изопакит, и разломы, ориентированные в северо-западном и северо-восточном направлениях, определялись нами на основе синтеза карт локальных аномалий гравитационного и магнитного полей [Mazarovich, Sokolov, 2003; и др.], а также по немногочисленным данным сейсмопрофилирования ([Драчев и др., 2001; Franke et al., 2004; Lebedeva-Ivanova et al., 2006; Петровская и др., 2008; Verzhbitsky et al., 2008]).

С целью выявления перспектив нефтегазоносности российского шельфа Чукотского и Восточно-Сибирского морей и их континентального склона рассмотрены изученные продуктивные отложения и структуры береговой и островной Восточной Арктики с привлечением для сравнения материалов по американскому шельфу и Северной Аляске.



**Рис. 42.** Мел-кайнозойские нефтегазоносные и потенциально нефтегазоносные бассейны (соответственно НГБ и ПНГБ) Восточной Арктики

1 – границы ПНГБ; 2 – изопакхты, км; 3–6 – разломы: 3 – недифференцированные, 4 – сбросы, 5 – надвиги, взбросы, 6 –

## 9.1. ОБЗОР МАТЕРИАЛОВ ПО НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ ВОСТОЧНОЙ АРКТИКИ

Весьма значительным и наиболее изученным в нефтегазоносном отношении является бассейн Северного склона Аляски, материалы по которому используются для сравнения с российскими бассейнами.

**Бассейн Северного склона Аляски** охватывает мел-кайнозойские образования синнадвигового прогиба Колвилл с брукским комплексом, триас-неокомские рифтовые структуры бофоровского комплекса, карбон-пермские шельфовые отложения элсмирского комплекса и верхнедевонско-нижнекаменноугольную группу Эндикот грабена Ханна, залегающие на метаморфических и магматических породах франклинского фундамента (рис. 43) [Houseknecht, Bird, 2005; Sherwood et al., 2002].

В бассейне Северного склона Аляски открыто самое крупное в США месторождение Прадхо Бей, основные залежи которого связаны с элсмирским и бофоровским комплексами, соответствующими по возрасту позднему девону – раннему мелу. Его нефтяной потенциал сначала был оценен в 11,2 млрд баррелей (1,6 млрд т), но в процессе разработки месторождения с применением новых высокоэффективных технологий был увеличен до 15,4 млрд баррелей (2,2 млрд т), газовый потенциал оценен в 0,7 трлн м<sup>3</sup> [Durham, 2006]. К отложениям тех же комплексов приурочены средние и крупные месторождения: Эндикот, Лисберн, Либерти-Терн, Лисберн-Пул, Нортстар, Сэг Ривер, Барроу, Элпайн, Купарук, Томсон. Средние и мелкие месторождения – Губик, Умиат, Фиш Крик, Симсон, Западный Сэк и др. – открыты в отложениях брукского комплекса мел-кайнозойского возраста. В бассейне Северного склона Аляски открыто около 60 нефтегазовых скоплений, приуроченных преимущественно к поднятию Барроу [Bird, 2001]. Основные запасы нефти (90%) сосредоточены в элсмирском и бофоровском комплексах.

**Нефтегазоматеринские и коллектирующие толщи.** В бассейне Северного склона Аляски нижняя часть элсмирского комплекса соответствует позднедевонско-пермскому этапу развития пассивной окраины [Houseknecht, Bird, 2005; Sherwood et al., 2002], когда осадконакопление происходило в условиях шельфа с главным источником сноса, располагавшимся на территории современного Северного Ледовитого океана. В северной части бассейна формировались палеодельты, представляющие собой разветвленные каналы транзитных зон, песчаные слои которых распространялись на мелководно-морскую равнину и аллювиальную сушу.

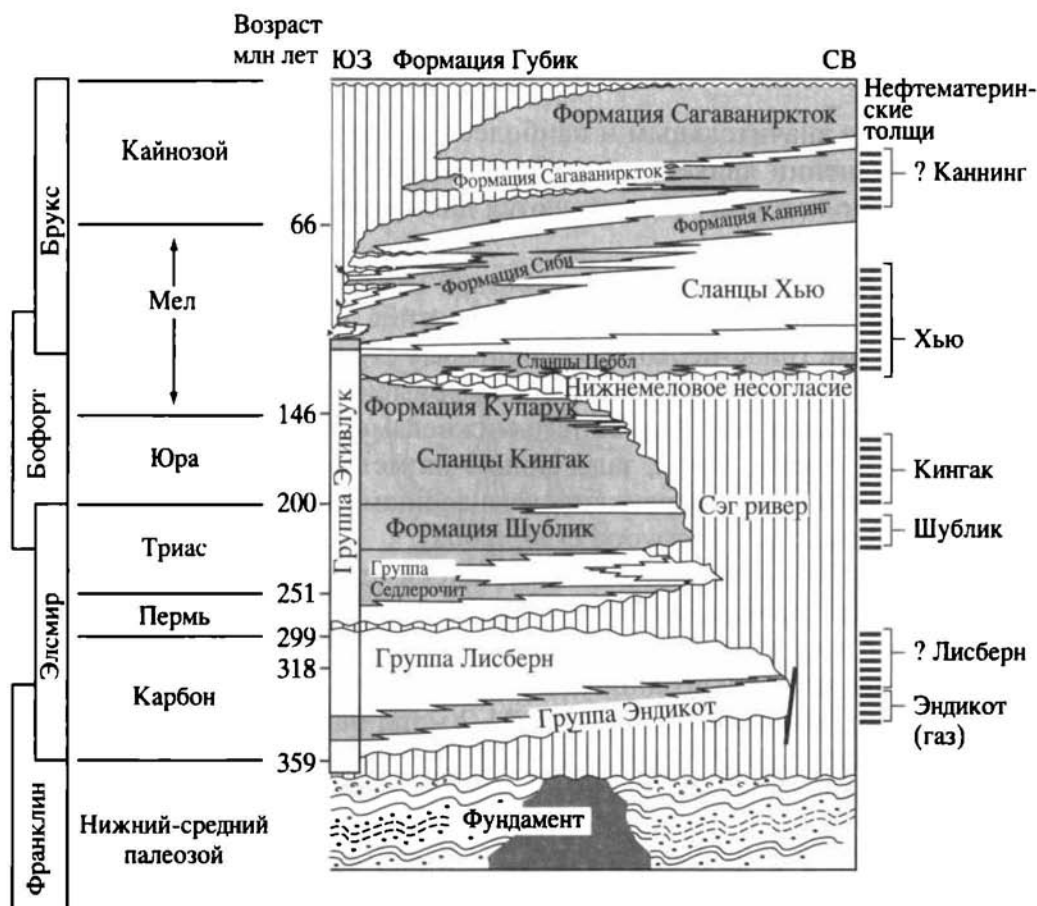


Рис. 43. Генерализованная стратиграфическая колонка Северной Аляски и прилегающих шельфов Арктических морей [Housecknecht, Bird, 2005]

В отложениях элсмирского комплекса (группы Эндикот ( $D_3-C_2$ ), Лисберн ( $C_3-P_1$ ), Седлерочит ( $P_2-T$ )) выделяются нефтематеринские и коллекторские толщи [Bird, Jordan, 1981]. Способность к генерации углеводородов выявлена в глинистых сланцах группы Эндикот, глинистых известняках группы Лисберн и глинах формации Кэвик группы Седлерочит. В группе Эндикот, залегающей на больших глубинах (до более 10 км), материнские отложения могли сохранить только газопроизводящую функцию. В этой группе песчаные коллекторы плотно сцементированы и характеризуются низкой проницаемостью, однако вблизи месторождения Прадхо Бэй вскрыты разуплотненные песчаники с высокими пористостью (20%) и проницаемостью (11 мкм<sup>2</sup>), с которыми связано нефтегазовое месторождение Эндикот. В верхней части разреза группы Лисберн выделяются продуктивные доломиты, к которым приурочено месторождение Лисберн-Пул. К потенци-

альным коллекторам отнесены горизонты микрокристаллических доломитов, оолитовых известняков и песчаников. В верхней части разреза группы Седлерочит залегают песчаники формации Ивишак с пористостью до 30%, представляющей руслово-дельтовый комплекс, являющийся главным нефтегазовым резервуаром месторождений Прадхо Бэй, Норстар, Сэнд Пайпер, Гвидир Бэй, Северный Прадхо, Ивишак и др.

В нижней части бофортского комплекса (триас–юра), соответствующей собственно рифтовому этапу развития бассейна, распространены нефтематеринские сланцы формаций Шублик и Кингак [Magoon, 1994] с разделяющими и входящими в их состав песчаными горизонтами (в том числе Сэг Ривер). В верхней части бофортского комплекса (верхняя юра–неоком), соответствующей новому этапу рифтогенеза, связанного с раскрытием Амеразийского бассейна, накапливались сланцы формации Пebbл. Эти формации детально изучены и закартированы [Peters et al., 2006]. Для их отложений определены содержания органического углерода ( $C_{орг}$ ), типы органического вещества (по Ван Кревелену), его водородный индекс (HI) и термическая зрелость ( $T_{max}$ ), подтвердившие высокие генерационные способности формаций.

Формация Шублик (поздний триас), сложенная шельфовыми и шельфово-склоновыми карбонатами и глинами, содержит органическое вещество преимущественно сапропелевого состава (I тип), обладающее высокими нефтематеринскими способностями ( $C_{орг} = 2,35$  (0,91 – 5,23)%, HI – 292 (81 – 491) мгУВ/г $C_{орг}$ ) и средней мощностью 65,9 м при ее максимальных значениях до 500 м. Формация Кингак (юра), особенно в нижней дистально-дельтовой части разреза, обогащена органическим веществом смешанного сапропелево-гумусового и гумусово-сапропелевого состава (II/III типы), содержание  $C_{орг}$  5%, HI – 400 мгУВ/г $C_{орг}$ , средняя мощность 423 м. Формация Пebbл (неоком), накапливавшаяся во время меловой трансгрессии, характеризуется наиболее высокими показателями нефтеобразования ( $C_{орг} = 2,84\%$ , HI – 147 мгУВ/г $C_{орг}$ ) в восточной части бассейна, где ее мощность менее 60 м.

Генерационным источником нефтяных залежей поднятия Барроу послужили глинистые сланцы Шублик и Кингак, в том числе и залегающие за пределами области нашего изучения в рифтовой зоне Бофорт, характеризующейся интенсивным тепловым потоком [Bird, 2001]. Вертикальная миграция углеводородов, происходившая по ограничивающим рифты разломам, сменялась латеральной, осуществлявшейся вдоль поверхности нижнемелового несогласия. По данным К. Шервуда [Sherwood et al., 1998], дополнительный приток углеводородов поступал также из глинистых

отложений Шублик, накопившихся в депоцентре современного шельфа Чукотского моря.

В бофортском комплексе основные коллекторские горизонты выделяются в формациях Сэг Ривер, Верхний Кингак и Купарук, с которыми связаны крупнейшие нефтяные и нефтегазовые месторождения Прадхо Бэй, Купарук, Барроу, Томсон, Элпайн, Макинтайр и др.

С региональным несогласием (BU) элсмирские и бофортские образования перекрываются синнадвиговым Колвиллским прогибом с мел-кайнозойскими отложениями брукского комплекса. В его основании залегают меловые нефтематеринские глины Хью, выше которых по разрезу располагаются газовые системы Торок – нижнемеловая Нэнушак и верхнемеловые–кайнозойские Каннинг – Сагаванирктон. Формация Хью, в базальной части которой залегает горизонт GRZ с повышенной радиоактивностью, соответствует дельтовой фации. Она обладает наилучшими нефтематеринскими качествами на поднятии Барроу вблизи Прадхо Бэй, где ее мощность не превышает 150 м. Средняя мощность формации 47,6 м,  $C_{орг} = 3,03 \%$ ,  $HI = 174 \text{ мгУВ/г}C_{орг}$ , по составу органическое вещество соответствует II и II/III типам. К газопроизводящим относятся отложения группы Колвилл, Нэнушак, верхней части формации Торок, содержащие прослои угля [Magoon, 1994].

Наилучшей нефтепродуктивности формации Шублик, Кингак, Пebbл и Хью достигают на глубинах 2000–3500 м ( $T_{max} = 440 + 450^{\circ}\text{C}$ ), на которых локализуются главные очаги генерации бассейна Северного склона Аляски с прилежащим шельфом, обусловившие формирование многочисленных углеводородных скоплений.

Коллекторские горизонты брукского комплекса представлены песчаниками Нэнушак, Колвилл и Сагаванирктон, в которых выявлены многочисленные углеводородные скопления. На отдельных площадях, например Умиат, Западный Сэк, Угну, Губик, пористость песчаников достигает 15–29 %, а проницаемость 0,05 мкм<sup>2</sup> [Ahlbrandt, 1979].

*Типы нефтей.* Из месторождений Северного склона Аляски проанализирован большой объем проб нефтей из 8 литолого-стратиграфических подразделений [Magoon, Claypool, 1981; Claypool, Magoon, 1988]. В основу типизации нефтей положены следующие характеристики: плотность, содержание серы, изотопный состав C, S, N, состав насыщенных УВ (н-алканы, пристан/фитан). В результате было выделено три типа нефтей, обозначенных А, В и С.

Нефти типа А, представляющие совокупность Симсон-Умиат, распространены над нижнемеловым несогласием (BU) и приуро-

чены к резервуарам мелового (группы Нэнушак и Колвилл) и третичного возраста. К типу А отнесены нефти на площадях Скалл Клифф, Мэннинг Поинт, Унгун Поинт и Вулф Крик, а также месторождениях Кейп Симсон и Умиат. Это – в большинстве относительно легкие ( $0,82\text{--}0,88\text{ г/см}^3$ ), слабо сернистые ( $0,1\text{--}0,45\%$ ) нефти, в которых отсутствуют или встречены в небольших количествах н-алканы с максимумом на  $C_{17}$ , а отношение пристана к фитану более 1,5. Также эти нефти характеризуются изменениями  $\delta^{13}\text{C}$  от  $-29,1$  до  $-27,8\text{‰}$  и  $\delta^{34}\text{S}$  от  $-10,3$  до  $-4,9\text{‰}$ .

Нефти типа В, соответствующие совокупности Барроу-Прадхо, встречены в резервуарах от каменноугольного до мелового возраста включительно (группы Лисберн и Сэдлерочит, формации Шублик, Сэг Ривер и Купарук, группа Нэнушак). В тип В включены нефти из газового месторождения Южный Барроу, нефтяного месторождения Прадхо Бей и скв. Фиш Крик № 1. Физические свойства нефтей Барроу-Прадхо варьируют, но в основном нефти характеризуются средней и значительной плотностью ( $0,88\text{--}0,93\text{ г/см}^3$ ), повышенной сернистостью ( $0,8\text{--}2,0\%$ ). В них значительны содержания н-алканов преимущественно с максимумом на  $C_{17-19}$ , отношение пристана к фитану менее 1,5. Также эти нефти имеют  $\delta^{13}\text{C}$  от  $-30,3$  до  $-29,8\text{‰}$  и  $\delta^{34}\text{S}$  от  $-3,0$  до  $+2,1\text{‰}$ . В обоих типах (А и В) встречены подвергшиеся биodeградации тяжелые нефти.

Нефти рассмотренных типов имеют разные нефтематеринские источники. Нефти типа А (Симсон-Умиат) продуцировались алевропелитовыми отложениями с ОВ смешанной природы, содержащим сапропелевые и гумусовые компоненты, среди которых чаще преобладали последние (преимущественно III, реже II/III типы). Нефти типа В (Прадхо Бей) генерировались карбонатными или другими слабо железистыми породами, в которых превалировал аморфно-сапропелевый кероген (I, II типы). Нефти обоих типов имеют различную локализацию. Их разведка велась в двух районах и для разных стратиграфических интервалов. Для нефтей типа А считаются перспективными зона меловых отложений между месторождениями Симсон и Умиат, а также полоса меловых и третичных пород между месторождением Прадхо Бей и хребтом Уильяма О. Дугласа. Нефти типа В прогнозируются в стратиграфических ловушках триаса, юры и нижнего мела на поднятии Барроу.

Конденсаты выделены в самостоятельный тип С, который нельзя считать генетическим, как первые два, поскольку он не связан с индивидуальным нефтематеринским источником, а обязан своим происхождением условиям формирования залежей и прежде всего воздействию потока газового элюента, от интенсивности и мощности которого зависит фракционный состав конденсата.

Многие залежи нефти и газа Аляски характеризуются присутствием значительных концентраций гелия (более 100 ppm) [Roberts, Cunningham, 1988]. Последний не является биогенным продуктом, и его наличие или отсутствие не связано с процессами на поверхности Земли. Он имеет глубинный источник и поступает в нефтегазовые резервуары вместе с геотермами по разломным зонам. Повышенные содержания гелия, зафиксированные в результате поверхностной съемки, в 8 из 10 случаев ассоциируются с нефтеносными скоплениями. Его аномалии установлены также вблизи свода Барроу, где фундамент залегает неглубоко. Поверхностная гелевая съемка применялась на Аляске для прямых поисков углеводородных залежей.

На северном склоне Аляски в верхней части разреза, с которой связана зона вечной мерзлоты, обнаружены газогидраты. Бурением и геофизическими исследованиями установлено несколько слоев газогидратов в районе месторождения Купарук. Подробно они анализировались в скв. Купарук 2D-15 [Collet et al., 1987], где было установлено, что в составе газа  $C_1/(C_2 + C_3) = 700$ , а  $\delta^{13}C = -49,13 \div -38,64\text{‰}$ , на основании чего было сделано заключение о двух источниках газогидратов – микробальном и высокотемпературном. Стабильность газогидратов по геохимическим данным контролируется поверхностными температурами и геохимическими особенностями газа.

Нефти нижних и верхнего комплексов значительно различаются между собой по углеводородному составу, а также особенностями состава изотопов углерода и биомаркеров. Они образуют два генетических типа, обязанных своим происхождением разным источникам: палеозойско-юрскому с ОБ I–II типов и меловому с ОБ преимущественно III, реже II типов [Magoon, Claypool, 1981].

В последнее время [Houseknecht, Bird, 2005; Montgomery, 2005] оценены перспективы нефтегазоносности на территории, охватывающей так называемые “1002 площади”, которые расположены в прибрежной зоне между площадью Прадхо Бей на западе и дельтой р. Маккензи на востоке.

**На шельфе Чукотского моря, примыкающего к Аляске**, на основании весьма подробных геофизических исследований и материалов бурения пяти скважин американскими геологами проведена корреляция разрезов шельфа и прилегающей суши, в результате чего выявлены литолого-стратиграфические эквиваленты (см. рис. 43) [Craig, Sherwood, 2004]. На шельфе во многих из этих подразделений (Нэнушак, Торок, Пebbл, Купарук, Кингак, Ивишак, Кэвик, Эчука, Лисберн) выявлены нефтяные и нефтегазовые проявления, а в глинистых отложениях триаса–нижней юры уста-



новлены значительные генерационные способности ( $C_{\text{орг}} = 2\text{--}8\%$ ,  $R_o = 0,66 \div 0,84\%$ ).

В скв. Бергер, пробуренной на шельфе Чукотского моря, выявлены готерив-барремские песчаники, стратиграфически эквивалентные песчаникам “С” формации Купарук бофортского комплекса, которые в наземной части бассейна служат высококачественным резервуаром крупного нефтяного месторождения Купарук. В песчаном резервуаре, перекрытом с нижнемеловым несогласием сланцами Пebbл и Хью, на площади Бергер открыто месторождение, извлекаемые запасы которого оценены в 11,5 трлн куб. футов газа и 587 млн баррелей конденсата. Судя по изотопному составу углерода метана с  $\delta^{13}\text{C}$ , варьирующим в интервале  $-40 \div -38\text{‰}$ , этот газ имеет катагенетическое происхождение. В расположенной юго-западнее скв. Клондайк в тех же песчаниках обнаружена нефтяная залежь [Craig, Sherwood, 2004].

Для Арктической нефтяной провинции Аляска, в состав которой входят бассейн Северного склона и прилежащие к нему шельфы полярных морей, прогнозные ресурсы оценены в более 58 млрд баррелей нефти и 203 трлн куб. футов газа [Houseknecht, Bird, 2005]. Наибольшие возможности связываются со структурными и стратиграфическими ловушками бофортского и брукского (рифтового и складчато-надвигового) комплексов.

***Битумо- и газопоявления на Новосибирских островах и прибрежной суше Восточной Арктики*** выявлены на основании литолого-геохимического изучения разрезов естественных обнажений и выходов природных газов [Бурлин, Шипелькевич, 2006; Клубов, 1972, 1973, 1983; Иванов и др., 1974, 1976; Иванов, 1985; Яшин, Ким, 2007; и др.]. Целенаправленных исследований на нефть и газ здесь не проводилось. Прямые признаки нефтегазоносности установлены на о. Врангеля и Новосибирских о-вах, структуры которых составляют фронтальную часть Новосибирско-Врангель-Геральд-Лисберн-Бруксовской надвиговой системы (см. рис. 2, вкл.), протягивающейся на шельфах восточно-арктических морей в северо-западном направлении [Филатова, Хаин, 2007; Хаин и др., 2009].

На о. Врангеля литолого-геохимическому изучению были подвергнуты каменноугольные и триасовые толщи. В сланцах нижнего карбона содержание  $C_{\text{орг}}$  0,3–3,06%, в отложениях триаса – 0,43–4,06%, а преобразованность органического вещества в тех и других соответствует апокатагенным градациям. Согласно полученным результатам, эти отложения следует относить к нефтепроизводившим, к настоящему времени исчерпавшим свой генерационный потенциал. Отмечено литологическое сходство

между карбонатными отложениями каменноугольной системы о. Врангеля и формацией Лисберн на Аляске, где эта формация представляет собой одну из продуктивных толщ месторождения Прадхо Бей.

На Новосибирских островах признаки нефтегазоносности обнаружены в широком диапазоне стратиграфического разреза от ордовика до мела. Но наиболее значительно эти признаки проявились ниже-среднедевонских, каменноугольных, пермских и триасовых отложениях о-ов Котельный и Бельковского. Например, на о. Котельный глинистые сланцы среднего девона содержат  $C_{орг}$  до 7,3%, верхнего девона – до 2,76%, состав органического вещества сапропелевый, катагенез соответствует грациям среднего-позднего мезокатагенеза. Присутствие органического вещества сапропелевого типа установлено также в аргиллитах триаса и юры, где содержание  $C_{орг}$  изменяется от 0,6 до 3,0%. Эти отложения и сейчас обладают нефтематеринскими свойствами. Особенно следует выделить ниже-среднедевонские и каменноугольные толщи, к которым приурочены самые обильные проявления антраксолитов, также асфальтов и керитов. В других частях разреза они такого широкого развития не получили. Антраксолиты относятся к группе нафтоидов и образуются за счет гидротермальной деятельности, проявляющейся по трещинам разломных зон. Масштабы распространения антраксолитов зависят от генерирующих возможностей нефтематеринских пород, количества и типа содержащегося в них органического вещества. Между размещением антраксолитов и нефтегазоносностью недр прямой связи не прослеживается. Однако в случае о-ов Бельковского и Котельного нельзя не отметить четкую приуроченность антраксолитов к качественным нефтематеринским толщам девона, способствовавшим созданию условий для их массового появления под действием гидротермальных стимуляторов возгона. По сумме геохимических показателей нефтематеринские возможности осадочных толщ карбона, перми, триаса, юры и нижнего мела оцениваются существенно ниже. К газоматеринским толщам относятся отложения альба–неогена.

При проведении картировочного бурения на Новосибирских островах, а также в прол. Санникова и Дмитрия Лаптева из отложений юры, палеогена, неогена и четвертичной системы были установлены выходы углеводородных газов, в которых, кроме метана, присутствуют и его тяжелые гомологи (этан, пропан, бутан), а на Земле Бунге в газах также выявлены заметные концентрации аргона (0,463%) и гелия (0,002%), свидетельствующие о глубинном источнике. Метан и его гомологи в природных газах из олигоцен-миоценовых отложений на южном берегу Земли Бунге и

из миоценовых отложений пролива Дмитрия Лаптева составляют 75–95% [Яшин, Ким, 2007].

Сравнение по геохимическим показателям палеозойских толщ Новосибирских о-ов и о. Врангеля показало, что для последнего характерны породы с более высокой степенью катагенеза (иногда метаморфизма) и дислоцированности, приведших к низкой битуминозности органического вещества, тогда как девонские, каменноугольные и пермские черные глинистые известняки и нижнетриасовые аргиллиты Новосибирского архипелага в значительной степени сохранили генерационные способности.

На чукотской и якутской суше, прилегающей с юга к акватории восточно-арктических морей, также известны битумо- и газопроявления. В пределах Восточно-Чукотского поднятия вскрывается мощный разрез палеозойских отложений, среди которых заслуживают внимания несколько регионально битуминозных карбонатных толщ верхнего ордовика, силура и нижнего девона. Им свойственна значительная метаморфизованность и дислоцированность, сочетающиеся с рассеянной битуминозностью и присутствием антраксолитов в прожилках кальцита. Подобная ситуация описана выше для островов. В Индигиро-Зырянском прогибе и Момской впадине, где распространены мощные угленосные толщи нижнего мела, встречаются газы катагенетического происхождения. Отмечены газопроявления на Чаунской низменности.

## **9.2. ОСАДОЧНЫЕ БАССЕЙНЫ ШЕЛЬФА И КОНТИНЕНТАЛЬНОГО СКЛОНА ВОСТОЧНО-СИБИРСКОГО И ЧУКОТСКОГО МОРЕЙ**

*Южно-Чукотский бассейн* располагается в южной части Чукотского и юго-восточной части Восточно-Сибирского морей (см. рис. 2, вкл.). На севере он ограничен фронтальной надвиговой зоной Врангель-Геральд-Лисберн, на юге – выходами фундамента Чукотской суши. Вытянутый в северо-западном направлении бассейн приобрел современные очертания и структуру в кайнозое под влиянием правосторонних смещений [Klemperer et al., 2002]. Бассейн имеет рифтогенную и синсдвиговую природу.

Основными структурными элементами бассейна являются впадины Лонга, Северо- и Южно-Шмидтовские, Хоуп и Коцебу, разделенные поднятиями Лонга и Коцебу. Осадочный чехол образуют нижнебрукский (апт–верхний мел) и верхнебрукский (кайнозой) комплексы, мощности которых достигают соответственно

2,5 и 1,4 км [Петровская и др., 2008]. Эти комплексы подстилает система полуграбенов, мульд и горстов бофортского комплекса мощностью до 1,5 км. В северной части бассейна узкие неглубокие грабены продолжаются в складчато-надвиговую зону Врангель-Геральд.

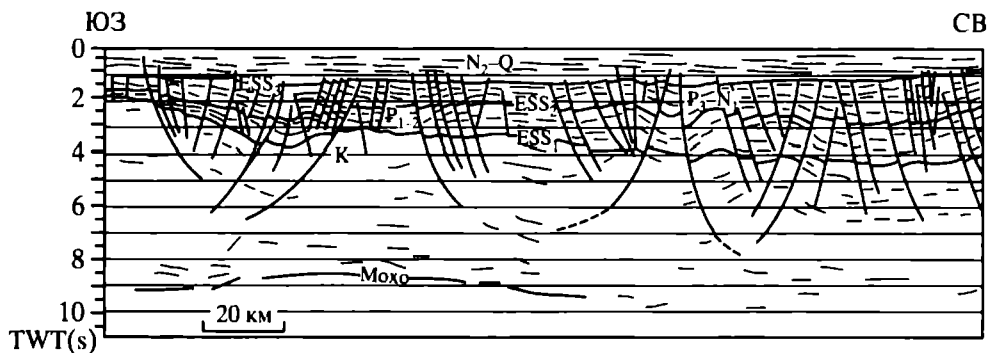
Лучше изучена восточная часть бассейна с двумя впадинами Хоуп, расположенными преимущественно на американском шельфе Чукотского моря. В основании впадин выявлена система полуграбенов; два наиболее значительных полуграбена заполнены отложениями брукского комплекса мощностью до более 4 км [Klemperer et al., 2002; Tolson, 1987]. В кайнозойских отложениях этих впадин выделены три сейсмокомплекса: среднеэоценовый–олигоценовый, нижнемиоценовый и среднемиоценовый–плейстоценовый, которые сопоставлены с разрезами буровых скважин в прогибе Коцебу, находящемся южнее, за пределами района исследования. Нижнему комплексу соответствуют неморские дельтовые пески и вулканические туфы с прослоями угля и единичными покровами базальтоидов, средний комплекс слагают прибрежно-морские пески и алевролиты, верхний – морские и озерные глинистые алевролиты с прослоями песков и угля. В каждом комплексе есть свои газопроизводящие и коллектирующие толщи.

Большую, западную, часть Южно-Чукотского бассейна занимает российский шельф, где подошва меловых отложений брукского комплекса залегает на глубинах 1–4 км, в северном направлении глубины возрастают. Горизонтально залегающий верхнебрукский подкомплекс сложен континентальными и прибрежно-морскими терригенными отложениями. Их мощности составляют около 2 км, возрастая до 4 км во впадинах Лонга, Северно- и Южно-Шмидтовских, выделяющихся в чехле бассейна с запада на восток (см. рис. 2, вкл., 42). Эти впадины могут оказаться газоносными. Перспективы расположенных на американском шельфе более глубоких впадин Хоуп оцениваются существенно выше.

**Новосибирско-Северо-Чукотский мегабассейн** – самый крупный на шельфе Восточной Арктики – привлекает исследовательский интерес многих российских геологов [Виноградов и др., 2004; Иванова, 2004; Клещев, Шеин, 2007; Косько, 1988; Кравченко, 1996; Mazarovich, Sokolov, 2003; Хаин, Полякова, 2006; Филатова, Хаин, 2007; Хаин и др., 2009; и др.]. Они выделяют его в различных конфигурациях и под разными названиями. С оценочных позиций этот мегабассейн представлен в границах, частично совпадающих с разломами соответствующей ориентировки, главные из которых имеют региональное распространение и позволяют охватить значительную площадь (см. рис. 2, вкл.).

Новосибирско-Северо-Чукотский осадочный мегабассейн с запада и юга примыкает к фронту надвиговой зоны Новосибирск-Врангель-Геральд, с севера – к Чукотскому поднятию (“бордерленду”) и куполу Де-Лонга, с востока – Северо-Чукотскому поднятию свода Барроу. Этот свод расположен на северном склоне Аляски и вытянут в сторону центральной части Чукотского моря. Мегабассейн на преобладающей площади имеет апт-кайнозойский возраст. Он наложен как на среднемиловые дислокации континентальной плиты Восточной Арктики так и ее ненарушенный чехол [Филатова, Хаин, 2007]. Система рифтогенных грабенов, заполненных терригенными и карбонатными породами верхнедевонско(?)–каменноугольно-неокомского возраста, синхронными элсмирскому и бофортскому комплексам, образует его фундамент. Мегабассейн представляет собой полирифт-мегапрогиб северо-западного простирания, ограниченный с севера и юга крутыми разломами, среди которых в южном выражена правосдвиговая компонента. Некоторые исследователи [Sherwood et al., 2002; Franke et al., 2004] считают его главным трансформным разломом, скольжение вдоль которого привело к отторжению северного блока грабена Ханна и углублению шельфа Восточно-Сибирского моря в северо-восточном направлении. Мегабассейн разделен поперечным поднятием и структурной перемышкой субмеридиональной ориентировки на три сектора: восточный с Северо-Чукотским прогибом, западный с прогибом Вилькицкого и северо-западный с узким “двурогим” Новосибирским прогибом, зажатым между куполом Де-Лонга и Котельническо-Святоносским поднятием (см.рис. 2, вкл.).

В основании Северо-Чукотского прогиба залегает особенно глубокий рифт, борта которого подчеркнуты большим перепадом мощностей осадочного чехла (см. рис. 42). Суммарные мощности верхнемеловых–кайнозойских отложений в глубокой части прогиба составляют более 14 км, на его склонах, расположенных за главными разломами, они резко уменьшаются до 4–2 км. Осадочный чехол мог начать накапливаться значительно раньше, когда в бофортское время предположительно с юры, а возможно и с перми, формировался другой рифт, ось которого была приближена к южному склону. Общая мощность чехла 16–18 км [Петровская и др., 2008] или 18–22 км [Ким и др., 2007]. На бофортском этапе южный борт прогиба представлял собой полого наклоненную террасу, в пределах которой образовалась небольшая впадина, заполненная осадочной толщей мощностью 4–8 км. Северный борт более крутой, образован серией сбросовых уступов. В осевой зоне прогиба выделяются две небольшие, но глубокие впадины. В Северо-Чукотском прогибе также проявились крупные диапировые



**Рис. 45.** Интерпретация сегмента сейсмического профиля по линии BGR 94 – 19 через прогиб Вилькицкого [Franke et al., 2004, с упрощением и уточнением]

TWT(s) – сейсмическая скорость, км/с. ESS<sub>1</sub>, ESS<sub>2</sub>, ESS<sub>3</sub> – границы сейсмокомплексов

структуры, имеющие палеозойские корни и протыкающие брукский комплекс. Некоторые исследователи [Thurston, Theiss, 1987] считают их соляными, другие [Grantz et al., 1990] – глиняными. Очевиден дифференцированный характер структуры прогиба, в которой отразилось телескопирование разновозрастных рифтов.

Согласно данным интерпретации временных разрезов [Grantz et al., 1990; Verzhbitsky et al., 2008; Петровская и др., 2008], в осадочном заполнении прогиба выделены стратиграфические эквиваленты терригенных отложений бофортского комплекса, нижне- и верхнебрукского подкомплексов, разделенных брукским и среднебрукским несогласиями (рис. 44, вкл.). По аналогии с бассейном Северного склона Аляски в составе бофортского (рифтового) комплекса (мощность около 6 км) выделяются три толщи, из которых средняя представлена преимущественно песчаниками и гравелитами, а нижняя и верхняя – аргиллитами и глинистыми сланцами. Нижнебрукский подкомплекс (мощность более 6 км) сложен двумя толщами, из которых нижняя, песчанистая, вероятно, соответствует апт-альбской молассе, возникшей во фронте надвиговой зоны Врангель-Геральд, а верхняя, образованная переслаиванием алевролитовых и глинистых отложений с пачками песчаников, датируется верхним мелом. В кайнозойских отложениях верхнебрукского подкомплекса (мощность около 8 км) условно выделяются разделенные перерывами палеогеновая и неоген-четвертичная терригенные толщи.

В западной части мегабассейна прослежено большое количество разрывных нарушений. В местах увеличения их плотности сформировались депоцентры: два в Вилькицком прогибе и три небольших, но достаточно глубоких в узком “двуроге” Новосибирском грабене. Все депоцентры разграничены структурными

перемычками и межграбенным поднятием. В их пределах, как и на поперечном поднятии, разделяющем прогибы Вилькицкого и Северо-Чукотский, мощности осадочного чехла сокращены до 2–4 км. В депоцентрах общая мощность верхнемеловых–кайнозойских отложений достигает 8–10 км (см. рис. 42). На сейсмических профилях [Franke, Hinz, 1999] выделяются предположительно меловой, палеоген-миоценовый и плиоцен-четвертичный комплексы, которые коррелируются с сейсмокомплексами Лаптевского региона и соответствуют общим геологическим событиям. В восточном депоцентре в течение олигоцена–миоцена сформировались суббассейны типа пулл-апарт (рис. 45) [Franke et al., 2004]. Меловые отложения распространены прерывисто, палеоген-миоценовому комплексу свойственны повышенные мощности в отрицательных структурах, а плиоцен-плейстоценовому – выдержанные мощности, которые нивелируют предшествующий структурный план.

Апт-кайнозойскую линзу составляют глинисто-алевролитовые и алеврито-глинистые толщи, тяготеющие к наддонной части прогиба; алевролиты, пески и конгломераты встречаются реже и в основном в прибортовых зонах. Отдельные части разреза угленосны, а в неогене вдоль северного борта распространены базальтоиды, известные на о-вах Жохова и Вилькицкого. С региональными несогласиями и перерывами в мелу и палеогене связаны коры выветривания. Аллювиально-дельтовые, авандельтовые и турбидитовые толщи накапливались в континентальных, прибрежных и мелководно-морских условиях, которые часто сменяли друг друга. В наддонных частях прогибов Вилькицкого и Северо-Чукотского во время трансгрессий могли возникать и глубоководные обстановки, способствовавшие накоплению глинистых отложений с повышенными содержаниями аквагенного органического вещества. Приподнятые борта Новосибирско-Северо-Чукотского мегабассейна во время регрессий испытали эрозию, вследствие чего в прилежащих к бортам зонах выклинивания накапливался более крупнозернистый материал. Судя по характеру рельефа морского дна, между куполом Де-Лонга и Чукотским поднятием существовали подводные конусы выноса, которые наращивали континентальную окраину.

***Предвосточносибирский бассейн***, приуроченный к континентальному склону, оконтуривающему поднятия Де-Лонга и Менделеева (см. рис. 2, 42), распространяется также на его подножие, а возможно, частично захватывает и впадину Подводников. Бассейн заполняли осадки, особенно активно сносившиеся с шельфа при неоднократном понижении уровня океана во время позднекайнозойского оледенения. В зависимости от высоты уровня моря дельты

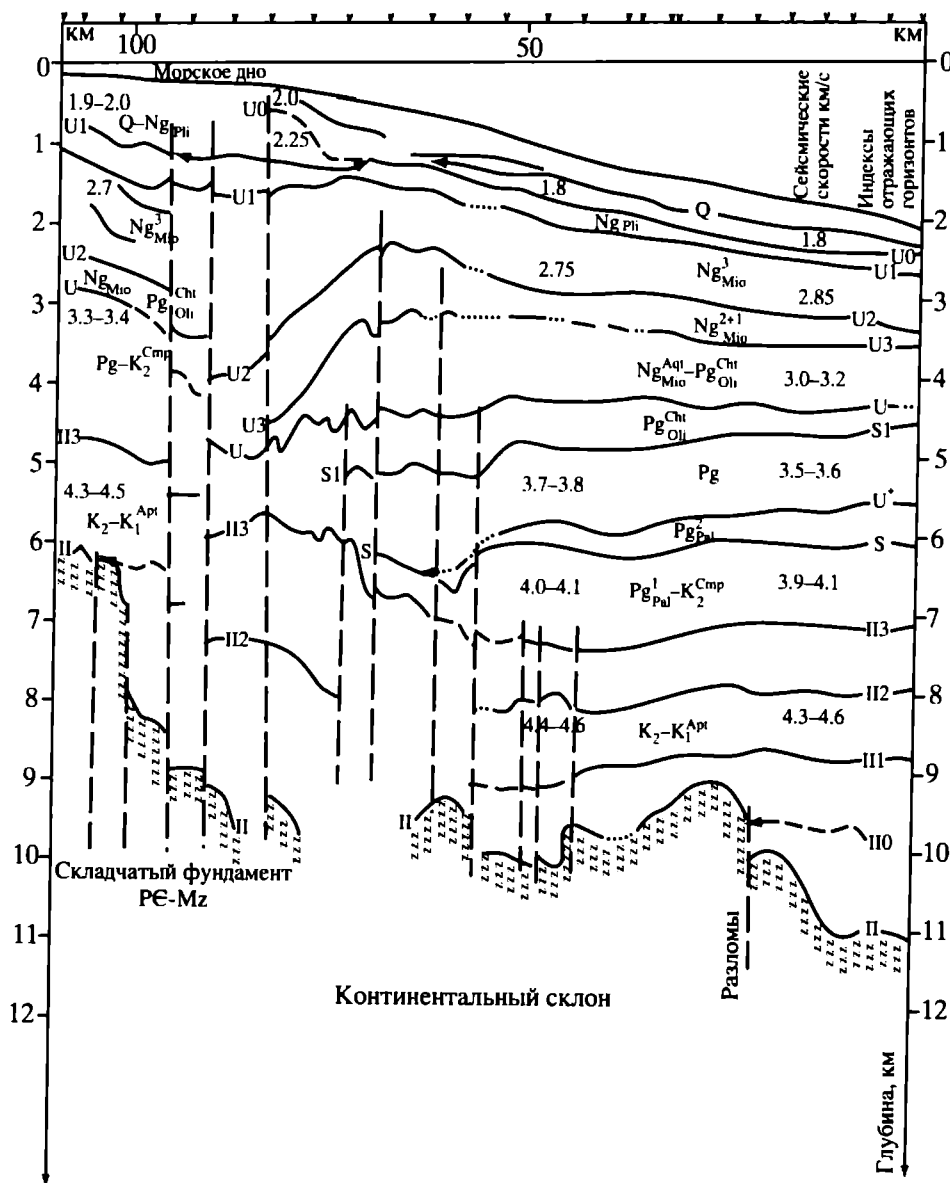


Рис. 46. Интерпретация сегмента сейсмического профиля по линии MAGE 90800-1 через континентальный склон Восточно-Сибирского моря [Sekretov, 2002]

Вертикальные пунктирные линии – разломы

и авандельты северных палеорек мигрировали между сушей и континентальным склоном, а также смещались на сотни километров вдоль шельфа. На склоне образовывались конседиментационные разломы, с которыми связана ступенчатая структура. Здесь, у его подножия, в местах постоянного накопления, мощности осад-



ков достигают и более 10 км [Sekretov, 2002; Лазуркин, Павлов, 2005]. В Предвосточносибирском бассейне на складчатом фундаменте, образованном докембрийско-мезозойскими породами, а в абиссальной части на океанской или субокеанской коре залегают осадочные толщи мел-кайнозойского возраста. Такое строение установлено в расположенных несколько западнее склоновых бассейнах, в осадочном чехле которых выделяются три сейсмокомплекса: два меловых (апт-сантонский и кампан-нижнепалеоценовый), сложенные морскими песчано-глинистыми турбидитами с прослоями вулканических пород, и один кайнозойский, представленный тоже морскими турбидитами, но без вулканических пород (рис. 46) [Sekretov, 2002].

### 9.3. ПЕРСПЕКТИВЫ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ

Слабая изученность шельфово-склоновых бассейнов Восточной Арктики сегодня не позволяет дать однозначную оценку перспектив их нефтегазоносности. Приходится основываться в значительной степени на сходстве с нефтегазоносными бассейнами, занимающими ту же тектоническую позицию на пассивных окраинах. Новосибирско-Северо-Чукотский мегарифт, расположенный во внешней части современного шельфа, представляется близкой аналогией находящемуся восточнее Бофортскому рифту, отложения которого служили углеводородным источником для многих месторождений поднятия Барроу. Шельфово-склоновые бассейны Восточной Арктики имеют некоторые черты сходства с бассейном авандельты Маккензи, распространившейся на склон впадины Бофорта.

Шельфово-склоновые бассейны Арктики привлекают к себе внимание еще и потому, что к аналогичным бассейнам других регионов Земли приурочены большие скопления углеводородов. Так, у берегов юго-западной Африки на континентальных окраинах атлантического типа в шельфово-склоновых бассейнах с мощными фэнами [Хаин, Полякова, 2004, 2008; Забанбарк, Конюхов, 2005] выявлены нефтематеринские толщи мирового класса (Аката, Ландана, Малембо и др.), а в крутой части склона – заполненные песчаным материалом каньоны и каналы с высококачественными резервуарами. Сочетание столь благоприятных факторов генерации и аккумуляции углеводородов предопределили открытие крупных нефтяных месторождений, например таких, как Бонга, Эрха, Агбами, Далия, Гирассол и др. В подножии континентального склона Мексиканского залива установлены образованные эоценовыми

песчаниками конусы выноса, с которыми связаны глубоководные открытия [Durham, 2006].

Нефтематеринские толщи в мезозойском разрезе многих бассейнов арктических акваторий и прилегающей суши обнаруживают общую стратиграфическую привязку [Клещев, Шеин, 2008]. Особенно это касается оксфорд–берриасского диапазона, соответствующего отдельным фазам позднеюрской аноксии, являющейся глобальным феноменом, с которым связано накопление обогащенных планктоногенным органическим веществом отложений. В высоких широтах возникновение аноксии, вероятно, связано с рифтовыми и спрединговыми процессами, проявившимися в результате расширения Центральной Атлантики в северном направлении, а также с заложением Амеразийского океанского бассейна будущего Арктического океана. Не исключено, что в Северо-Чукотском прогибе в поздней юре также могли накопиться подобные толщи, аналогичные, например, аляскинскому Кингаку, с которым связано образование нефтяных и нефтегазовых месторождений. Генерационные способности стратиграфических эквивалентов Кингака могли повлиять на нефтегазообразование и нефтегазонакопление не только в собственном заполнении мегабассейна, но также на встречных к миграционному потоку углеводородов поднятиях, находящихся в транзитных зонах континентального склона Восточно-Сибирского моря.

Возможное сходство литолого-фациального состава апт-кайнозойских отложений российских бассейнов Восточной Арктики и бассейна Северного склона Аляски могло привести к накоплению и в первых преимущественно углеводородного газа, в меньшей степени парафинистых нефтей, образующих оторочки в газовых и газоконденсатных залежах. Большие мощности отложений (10–14 км) и диапазон изменения сейсмических скоростей (1,75–4,0 км/с) [Лазуркин, Павлов, 2005] свидетельствуют о том, что в осадочном заполнении должны быть представлены все зоны катагенеза и нефтегазообразования. Нефтегазовые резервуары имели возможность появиться в разветвленных каналах дельт и авандельт со структурными, приразломными и литолого-стратиграфическими аккумулятивными формами. В Северо-Чукотском прогибе формированию ловушек могли также способствовать диапиры.

Наиболее возможной для шельфовых и шельфово-склоновых бассейнов представляется весьма распространенная модель фазовой зональности нафтидов, в которой учитываются геохимический, структурный и литолого-стратиграфический факторы. Она выражается в последовательной смене зон газо-, нефте- и битумонакопления в направлении от депоцентра бассейна к поднятиям

и его склонам с зонами выклинивания песчаных пластов. Такая модель прослежена на палеошельфах современной суши и прибрежной зоны Мирового океана. Развитие подобной зональности наблюдается в Западно-Сибирском, Тимано-Печорском, Восточно-Баренцевском, Северо-Аляскинском и других бассейнах, где высокотемпературный газ больших глубин вследствие слабых емкостных возможностей отложений не мог аккумулироваться *in situ*. По многочисленным разломам он прорывался через зоны аномально-высоких давлений на средние глубины бассейна, где в менее жестких РТ-условиях образовывалась нефть и вытеснял ее на приподнятые структуры и склоны. Зоны преимущественного газонакопления чаще всего тяготеют к внутренней части бассейна.

В соответствии с рассмотренной моделью перспективными для формирования скоплений нефти и газа в Новосибирско-Северо-Чукотском мегабассейне [Хаин, Полякова, 2006] (см. рис. 42) представляются наименее измененные отложения северного борта между Чукотским поднятием и куполом Де-Лонга, где предположительно получили развитие подводные конусы выноса. На юге перспективная зона с неустановленной нефтегазонаосностью предполагается на бортовой террасе Северо-Чукотского прогиба. Не менее перспективны зоны выклинивания по краям крупного поперечного поднятия между прогибами Вилькицкого и Северо-Чукотским, а также зоны, приуроченные к структурным перемычкам. Несколько отдельно от мегабассейна, в его северо-западном ответвлении, располагается Новосибирский грабен, вероятные перспективы которого на западе связываются с приподнятым надразломным бортом и поднятием, разделяющим грабен на две ветви.

Над широким основанием мегабассейна на средних и малых глубинах прогнозируются зоны с преимущественной газонаосностью. Залежи могут быть приурочены к ловушкам небольших бассейнов типа *pull-apart* и поперечным поднятиям, резервуары которых сложены песчаниками, а возможно и корами выветривания.

В Предвосточносибирском бассейне относительно высокий градиент континентального склона дает основание предполагать развитие фэновых систем с хорошо выраженными на космических снимках каналами и каньонами. Последние, периодически возобновляющиеся у крутых ступеней склона, заполнены песчаными телами, которые могут служить нефтегазовыми резервуарами. У подножия континентального склона, где накапливались огромные массы более тонких осадков дистальной части турбидитных систем, возникали очаги интенсивной генерации, поставлявшие углеводороды в верхнюю часть разреза и зоны, связанные со ступенчатой структурой склона.

Основные открытия нефтидов и признаки нефтегазоносности в Восточной Арктике (Новосибирские о-ва, бассейны Северного склона Аляски и Бофорт-Маккензи, наземная часть Верхояно-Чукотской покровно-складчатой системы) имеют весьма широкий стратиграфический диапазон, охватывающий средний палеозой–кайнозой. Наиболее крупные по запасам углеводородного сырья месторождения приурочены к элсмирскому и бофортскому комплексам (верхний девон–неоком). В брукском комплексе (апт–кайнозой) запасы нефти составляют 1/4 часть, а газа – примерно 1/2 от заключенных в нижних комплексах. В значительной степени такое соотношение может быть обусловлено преобладающей мощностью девон-неокомских отложений в наземных бассейнах.

Учитывая стратиграфический диапазон российских шельфово-склоновых бассейнов, можно предполагать, что большая часть зон газо- и нефтегазонакопления в Новосибирско-Северо-Чукотском мегабассейне, Южно-Чукотском и Предвосточносибирском бассейнах связана с коллектирующими отложениями мел-кайнозойского возраста. На северо-западном борту, а также поперечных поднятиях и перемычках мегабассейна, перспективными могут оказаться также более древние отложения подстилающих грабеновых структур, поскольку на сопредельных островах Новосибирского архипелага выявлены в качестве нефтематеринских толщ девонские, каменноугольные и пермские черные глинистые известняки и ниже-среднетриасовые аргиллиты, продолжающиеся на погруженную периклиналь поднятия. К такому же выводу о возможной нефтегазоносности отложений фундамента склоняют данные по распределению основных углеводородных скоплений в элсмирском и бофортском комплексах бассейна Северного склона Аляски.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Одна из актуальных и фундаментальных общегеологических проблем Арктики – расшифровка тектонического строения ложа полярных морей, включая континентальные шельфы акваторий и прилежащие части Евразии. С решением этих проблем напрямую связана разработка и минерагенических аспектов этого слабо освоенного региона и, прежде всего, оценка его углеводородного потенциала, а также прогнозирование новых объектов скопления нефти и газа. В последние годы остро встал вопрос определения внешней границы континентальных шельфов полярных морей, что наряду с прочими аспектами имеет важные экономическое и геополитическое значения.

Синтез результатов новейших наземных геологических исследований, морских и аэрокосмических геофизических работ, а также бурения и изучения донных проб позволил подготовить макет Тектонической карты Восточной Арктики масштаба 1: 2 500 000 (редакторы В.Е. Хаин, Н.И. Филатова; составители: Мазарович А.О., Полякова И.Д., Соколов С.Ю., Филатова Н.И., Чехович В.Д.). Эта карта завершает серию тектонических карт полярных морей, которая включает Тектонические карты масштаба 1: 2 500 000 Баренцева моря и северной части Европейской России [Богданов, Хаин, 1996], а также морей Карского и Лаптевых [Богданов, Хаин, 1998]. При этом была учтена ранее составленная Тектоническая карта Арктики масштаба 1: 10 000 000 [Пушаровский, 1963].

В географическом плане бóльшая часть рассмотренного в работе региона принадлежит восточному сектору арктического шельфа Евразии, входящему в состав ложа морей Восточно-Сибирского и Чукотского, включая острова и архипелаги. На севере в регион входит юг Амеразийского бассейна Северного Ледовитого океана в составе котловин Подводников и Канадского. На юге территория Восточной Арктики охватывает примыкающую к шельфу наземную часть Евразийского континента и Северную Аляску. В корреляционных целях дополнительно охарактеризованы структуры по северо-западному континентальному обрамлению Тихого океана.

Целью проведенного нами научного синтеза была рубрикация, систематизация и корреляция главных тектонических единиц Восточно-Арктическо-Евразийского региона, прослеживание этапности и режимов их формирования, а также характеристика потенциальной нефтегазоносности мел-кайнозойских бассейнов Арктики. Особое внимание уделено характеристике осадочных бассейнов в пределах шельфов полярных морей, поскольку согласно имеющейся информации можно предположить их высокую потенциальную нефтегазоносность. Полученные результаты проведенного исследования ниже сгруппированы по нескольким тематическим рубрикам.

**Тектоническое строение Восточной Арктики, включая юг Амеразийского бассейна и его Евразийско-Северо-Аляскинское континентальное обрамление.** В пределах рассматриваемой территории расположены следующие крупные тектонические единицы (с северо-востока на юго-запад).

1. Образующие мезозойский Амеразийский бассейн котловины Подводников с утонённой континентальной и субокеанической корой, а также Канадский бассейн с позднеюрской–среднемеловой океанической (или субокеанической) корой. Их непосредственным континентальным ограничением служат шельфы морей Восточно-Сибирского, Чукотского и Бофорта, включая подводные хребты Ломоносова, Менделеева, и поднятие Чукотское-Нортвинд. Эти подводные морфоструктуры отражают внешнюю границу континентального шельфа, структуры которого продолжают тектоническую область Евразии. Шельфы перечисленных морей, образованные гетерогенными дислокациями докембрийско-кайнозойского возраста, испытали погружение в ходе мезозойской (начиная с триаса) трансгрессии, а также интенсивный мезозойско-кайнозойский рифтогенез с оформлением осадочных бассейнов, весьма перспективных в отношении поисков объектов углеводородного сырья.

Далее приводится возрастная рубрикация структур, составляющих южное континентальное обрамление котловин Амеразийского бассейна, включая шельфы полярных морей.

2. Фрагмент позднепалеозойской Пангеи – эпикаледонская континентальная плита, в состав которой входят:

а) эпигренвильский кратон Арктида (Гиперборея) со слабо деформированным верхнепротерозойско-мезозойским чехлом, локально нарушенным мел-кайнозойским магматическим куполом Де-Лонга. Эпигренвильский кратон Арктида занимает центральную часть Арктики и простирается от архипелага Свальбард на западе до Чукотско-Североаляскинского региона на вос-

токе. Нередко выделяющиеся в Центральной Арктике в качестве самостоятельных докембрийские миникратоны являются окраинами этого кратона (Свальбардская, Баренцевская, Карская и т. п.). Кроме того, отчлененные от Арктиды тектонические пластины древней континентальной коры принимают участие в смежных орогенных поясах (Большеземельская пластина в тиманидах, Центрально-Таймырская в герцинидах и т.д.). Краевые части кратона Арктида претерпели дислокации, метаморфизм и гранитизацию при оформлении смежных орогенных поясов (байкальского, каледонского и др.). В течение палеозоя–кайнозоя Арктида приобрела блоковое строение и нередко погребена под разновозрастными наложенными структурами.

б) Фрагменты байкальских и каледонских орогенных поясов.

3. Верхояно-Чукотский позднеюрский–среднемеловой (позднекиммерийский) орогенный пояс, ранее традиционно выделявшийся в ранге “тектонической области”. Симметричное, дивергентное строение этого орогенного пояса обуславливает участие в нем:

а) занимающей центральную позицию Верхояно-Колымской позднеюрской–среднемеловой коллизионной орогенной системы, образованной деформированными палеозойско-верхнеюрскими океаническими, окраинно-морскими и островодужными комплексами;

б) прилежащими к Верхояно-Колымской коллизионной системе деформированными окраинами двух докембрийских кратонов – Арктиды (в виде Чукотско-Аляскинского блока) и Сибирского кратона. Деформированный край первого кратона выделен в качестве Новосибирско-Чукотско-Бруксовской орогенной системы, а Сибирского кратона – как Верхоянская орогенная система. Верхояно-Колымская коллизионная система отделена от деформированных краев двух континентов позднеюрской–среднемеловой коллизионной шовной зоной в составе сегментов: Колымской Петли, Южно-Аньюского-Чукотского и Кобук; частично эти сегменты (например, Южно-Аньюский) трансформированы в левосторонние сдвиги. Важно подчеркнуть, что эти сегменты изначально образовывали непрерывный линеамент, т. е. сегмент Колымской Петли продолжался непосредственно в Южно-Аньюском [Филатова, Хаин, 2008], а северо-западное выдвижение последнего в сторону п-ова Таймыр обусловлено позднейшими сдвигами. Таким образом, в совокупности Верхояно-Чукотский юрско-среднемеловой орогенный пояс охватывает фрагменты двух континентальных плит – эпикаледонской (включающей эпигренвильскую Арктиду) и докембрийской Сибирской и деформированную между ними Верхояно-Колымскую коллизионную систему.

4. Юрско-меловые осадочные бассейны на шельфах современных Восточно-Сибирского, Чукотского, Бофорта морей, возникшие в пределах арктического сектора Пангеи в ходе позднекиммерийского орогенеза и имеющие рифтогенную и сдвигово-раздвиговую природу. Эти юрско-меловые бассейны дополнились мел-кайнозойскими бассейнами, оформившимися на шельфах полярных морей в ходе раскрытия Амеразийского и Евразийского бассейнов.

5. Охотско-Корякский позднекиммерийский орогенный пояс, занимающий буферную позицию между синхронным Верхояно-Чукотским орогенным поясом и позднемеловыми-кайнозойскими дислокациями Тихого океана. Смежные части Верхояно-Чукотского и Охотско-Корякского орогенных поясов перекрыты Охотско-Чукотским альб-сенонским надсубдукционным поясом.

Важным результатом предпринятого исследования явилась корреляция тектонических юрско-кайнозойских структур Арктики (прежде всего Амеразийского бассейна), мезозойского Верхояно-Чукотского орогенного пояса (включая все его структурные элементы), а также среднемелового Охотско-Корякского орогенного пояса, расположенного на обрамлении Тихого океана и обнаруживающего непосредственную генетическую связь с развитием палео-Пацифика. Синтез материалов по столь обширному сегменту Земли дал возможность установить взаимосвязь этапов геодинамического развития расположенных в этом сегменте земли докембрийских кратонов, орогенических поясов и океанов, Северного Ледовитого и Пацифика.

**Основные этапы тектонического развития полярных океанических бассейнов Восточной Арктики и их континентального обрамления.** Древние континентальные блоки Северной Америки, Гренландии, Восточной Европы и Сибири располагаются на периферии Амеразийского бассейна. Эти блоки сложены архейскими гранит-зеленокаменными террейнами и раннепротерозойскими складчатыми системами между ними. К 1,9–1,7 млрд лет тому назад все они вошли в состав суперконтинента Пангея I (или Мегагея, или Колумбия), располагавшегося в экваториальной области, в то время как современный Арктический океан принадлежал океану Панталасса.

В середине мезопротерозоя суперконтинент, возникший к началу этого зона, стал претерпевать распад. Между Лаврентией и Балтикой возник бассейн с океанской корой, который между 1200 и 900 млн лет стал испытывать замыкание, давшее начало Гренвильскому гранулит-гнейсовому поясу, вошедшему в состав нового суперконтинента, известного под названием Родиния. При распаде (во второй половине позднего рифея) Родинии обособил-



ся континентальный блок (кратон) Арктида, занявший позднее (лишь в конце палеозоя) центральное положение в Арктическом регионе. Возникший во второй половине позднего рифея между обособившимися кратонами Арктида, Балтика, Сибирский и Лаврентия неопротерозойский океанический бассейн просуществовал до конца протерозоя, а в позднем венде – начале кембрия при его замыкании оформился Тимано-Аляскинский байкальский орогенный пояс, фрагменты которого установлены в регионе Восточной Арктики.

К началу кембрия между Лаврентией, Арктидой и Балтикой произошло раскрытие океана Япетус. Этот бассейн простирался к северо-западу (в современных координатах) вдоль Северной Гренландии в Канадский Арктический архипелаг (ордовикские офиолиты Земли Пири) и в Арктическую Аляску, где его образования выделены во франклинский комплекс, а сложенная ими складчато-надвиговая система названа Иннуитской. Океан Япетус продолжался и далее к востоку, в пределы площади архипелага Де-Лонга. Ответвление Северо-Атлантического сегмента Япетуса можно предполагать в центральном Таймыре на архипелагах Северная Земля и Новая Земля, где он мог соединиться с Уральским бассейном Палеоазиатского океана. Не исключено, что восточная (в современных координатах) ветвь ранне-среднепалеозойского океана Япетус с морским (океанским) пространством существовала к востоку от Сибирского континента и принадлежала уже Палеопацифику.

Каледонский океанский бассейн замкнулся в две фазы – силурийско-предсреднедевонскую – скандскую и позднедевонско-предкарбоновую – элсмирскую. Первая была главной для Северо-Атлантических, вторая – Арктических каледонид. Таким образом, в Восточной Арктике решающим был позднедевонский элсмирский орогенез, завершивший с определённым запаздыванием каледонский этап. В ходе его океанические и островодужные образования франклинского комплекса претерпели интенсивные деформации. Синколлизонные позднедевонские гранитоиды (превращённые затем в ортогнейсы) известны на восточной Чукотке в Кооленьском куполе, где возраст протолитов составляет 374,8 и 369,6 млн лет, а также в хребте Брукс (датировки 395–375 млн лет). В итоге на рубеже девона–карбона оформилась обширная эпикаледонская континентальная плита Еврамерика (Лавруссия), Восточно-Арктический сектор которой мы рассматриваем в данной работе. Важно отметить, что в раннем карбоне существовавшие к тому времени структурные элементы региона, судя по литологии осадков, оказались в арктических широтах, ибо до этого развитые в их

пределах карбонаты, красноцветы и даже эвапориты свидетельствует об их размещении в приэкваториальных палеоширотах, в условиях теплого и аридного климата.

В конце девона и начале карбона в регионах Восточной Арктики (включая современные шельфы морей) и Сибири широко проявился континентальный рифтогенез с возникновением, в частности, рифта Ханна. Этому этапу отвечает раскрытие (спрединг) системы океанических бассейнов Оймяконский, Алазейско-Южно-Аньюйский и Ангаючам, являвшихся ответвлением Тихоокеанского. Пропагация во времени зоны спрединга этого океана в карбоне достигла примерно современного меридиана 165° в.д., но не простиралась в пределы п-ва Таймыр. Северо-западное выдвижение до долготы о. Большой Ляховский Южно-Аньюйского сегмента коллизионной сутуры есть следствие более поздних сдвиговых перемещений. Таким образом, общим ограничением Оймяконско-Алазейско-Южно-Аньюйского океана являлась единая структура Колымской Петли–Южно-Аньюйская–Чукотская–Кобук.

С конца карбона началось сближение кратонов, постепенное закрытие Уральского океана и образование Пангеи, куда вошла и мозаика структур будущей Арктики. Однако в Восточной Арктике герцинский орогенез практически не проявился. В Восточно-Арктическом секторе эпикаледонской плиты с позднего карбона по средний триас происходило шельфовое осадконакопление. В позднем триасе здесь появились признаки растяжения и деструкции континентальной коры с накоплением мощных турбидитов и глинистых сланцев в возникшей среднемезозойской системе грабенов. Деструкция континентальной коры завершилась в поздней юре–среднем мелу спредингом в Канадском бассейне, обособившим от вошедшей в Пангею эпикаледонской плиты Чукотско-Аляскинскую микроплиту и расчленившим каледонский орогенный пояс, в связи с чем его структуры ныне располагаются на разных бортах этого бассейна.

Основанная на анализе размещения и возраста линейных магнитных аномалий ротационная модель раскрытия Канадского бассейна предполагает вращение Чукотско-Аляскинской микроплиты Арктиды против часовой стрелки (с полюсом в устье р. Маккензи). Компенсацией образования Канадского бассейна явилось возникновение на его континентальном обрамлении Верхояно-Чукотского орогенного пояса. При раскрытии этого бассейна произошло столкновение пассивного края Чукотско-Аляскинской микроплиты с Сибирским континентом (и с обрамляющими его структурами) и закрытие Алазейско-Южно-Аньюйско-Ангаючам океана. Это сопровождалось оформлением Верхояно-

Колымской коллизионной орогенной системы и деформацией краев столкнувшихся кратонов с формированием симметрично расположенных Верхоянской и Новосибирско-Чукотско-Бруксовской орогенных систем. К фронтальным частям этих систем приурочены краевые (передовые) прогибы, дополнившие симметрию Верхояно-Чукотского позднекиммерийского орогенного пояса. Первые импульсы коллизии датируются поздней юрой, но главный этап становления позднеюрско-среднемелового орогенного пояса приходится на поздний готерив–ранний альб (132–115 млн лет), когда произошла деформация примыкавшего к коллизионной сутуре края континентальной микроплиты с оформлением в его чехле вергентных в северном направлении складчато-покровных структур, на которые из закрывавшегося океана были шарьированы пластины офиолитовых и островодужных пород. Среднемеловой орогенез характеризовался интенсивным сжатием и утолщением (до 46–50 км) коры, что сопровождалось формированием пород гранулит-амфиболитовой фации метаморфизма и гранито-гнейсовым купольным тектогенезом, составившими специфику внутренней Чукотской зоны орогена.

Среднемеловой пик компрессии на континентальном обрамлении Американо-Азиатского бассейна в значительной мере был обусловлен дополнительным воздействием синхронных аккреционно-коллизионных процессов по периферии Тихого океана, отразивших скачок скоростного режима наращивания океанических плит. Это вызвало выталкивающий, сжимающий эффект по континентальному обрамлению Тихого океана и оформление там Охотско-Корякского орогенного пояса, синхронного Верхояно-Чукотскому. В этой обстановке трехстороннего сжатия произошло завершение формирования покровно-надвиговых структур Верхояно-Колымской коллизионной системы и ограничивающего ее единого коллизионного шва, впоследствии распавшегося на ряд сегментов (Колымской Петли, Южно-Анжуйского и др.). Об одновременном оформлении этих сегментов свидетельствует синхронность образования приуроченных к ним поясов амфиболит-зеленосланцевого метаморфизма и коллизионных гранитоидов (включая гранито-гнейсовые купола), а также фронтальных синнадвиговых прогибов. Завершение среднемеловой компрессии реализовалось в развитии систем левосторонних сдвигов. Крупнейший из них нарушил целостность среднемелового коллизионного шва, и по нему Южно-Анжуйский её сегмент (вместе с Чукотским блоком) был перемещён в северо-западном направлении.

Среднемеловой орогенез по периферии Тихого океана (инициировавший оформление Охотско-Корякского орогенного

пояса) привел к интенсивному меридиональному сжатию в тыловой его области континента, где возник эффект как бы широтного “расплющивания” Верхояно-Колымского орогена. В связи с этим конечная конфигурация орогена имеет два далеко отстоящих друг от друга петлевидных ограничения – Колымский и Кобук изгибы.

После завершения позднекиммерийского орогенеза, в конце позднего альба, началось интенсивное субдुцирование плит Тихого океана под его северо-западное континентальное обрамление. Результатом явилось возникновение альб-сенонского Охотско-Чукотского надсубдукционного магматического пояса, фундаментом которого служит пограничная область Верхояно-Колымского и Охотско-Корякского орогенных поясов.

Современный структурный облик Восточной Арктики оформился в результате нескольких фаз палеозойского орогенеза, а также в связи с раскрытием в позднем мезозое–кайнозое Амеразийского и Евразийского бассейнов Северного Ледовитого океана. В пределах шельфа морей произошло телескопирование осадочных бассейнов различного возраста и генезиса: позднедевонских-раннекарбонных рифтогенных грабенов, сосуществовавших в пространстве позднеюрских-раннемеловых рифтов (связанных с раскрытием Канадского бассейна) и синколлизийных бассейнов, отражающих конечные стадии позднекиммерийской орогенной компрессии и раскрытие Евразийского бассейна.

**Значение суперплюмовых эпизодов в формировании структур Восточно-Арктическо-Азиатского региона.** В Восточно-Арктическо-Азиатском регионе, претерпевшем неоднократное формирование и распад континентальных плит, установлены структурно-магматические индикаторы пяти разновозрастных нижнемантийных суперплюмовых проявлений, отражённых большими объемами пород WPB-типа: середины неопротерозоя, второй половины девона–начала карбона, конца перми–начала триаса, а также среднего мела и кайнозоя. Корреляция суперплюмовых событий этого региона с аналогичными событиями в глобальном масштабе подтвердила, что максимальная активность нижнемантийных суперплюмов регистрируется на этапе становления суперконтинентов. Вызываемый суперплюмами последующий поэтапный распад суперконтинентов сопровождается импульсами меньшей интенсивности апвеллинга (и соответственно меньшими объемами пород WPB-типа). При этом если начальное воздействие суперплюма на литосферу континента вызывает его растяжение и деструкцию по типу активного рифтогенеза, то поступающие дочерние плюмы используют ослабленные зоны растяжения (пассивный континентальный рифтогенез). Согласно данным сейсмо-

профилирования, структура нижнемантийного суперплюма сочетает вертикальные каналы с отходящими “субпластовыми” телами. Изотопно-геохимические данные подтверждают специфику магм нижнемантийного апвеллинга, хотя при этом процессе не исключается появление известково-щелочных расплавов (как результата плавления гидратированных участков мантии), а также магм типа MORB (как результата участия в петрогенезе рециклинговых слэбов). Суперплюмы, вызывая деструкцию континентальной литосферы, рифтогенез и образование океанов, одновременно способствуют усилению интенсивности аккреционно-коллизионных процессов, что приводит к образованию новых суперконтинентов.

Поскольку начало раскрытия бассейнов Северного Ледовитого океана было обусловлено юрским–среднемеловым Арктическим нижнемантийным плюмом, рассмотрена одна из возникших при этом импульсе структур – магматический купол-диапир Де-Лонга, расположенный на южной окраине Амеразийского бассейна, в пределах современного континентального шельфа Восточно-Сибирского моря. Синтез геофизических и геологических данных показал, что поднятие Де-Лонга Восточной Арктики представляет собой купол в пределах кратона Арктида, связанный с магматическим среднемеловым–кайнозойским мантийным диапиризмом. Согласно гравиметрическим и сейсмостратиграфическим материалам, купол образован концентрической системой дуговых горстов и грабенов, ограниченных дуговыми (в сочетании с радиальными) разломами. Наиболее поднятая центральная часть свода характеризуется сокращённым разрезом отложений мела–кайнозоя. Обусловившие формирование купола Де-Лонга щелочные базальтоиды изливались в центральной его части в позднеюрское? – среднемеловое и миоцен-плейстоценовое время. Магнитометрические данные свидетельствуют о размещении здесь обширного магматического очага. Распределение более мелких камер (и полей базальтоидов) контролируется дуговыми периферическими разломами.

**Потенциальная нефтегазоносность позднемезозойских–кайнозойских бассейнов Восточной Арктики.** Предпринятое обоснование перспектив мало изученной территории Восточной Арктики в контексте проблемы нефтегазоносности пассивных континентальных окраин дает основание считать осадочные шельфовые бассейны потенциально нефтегазоносными. Этот вывод подтверждается материалами по нефтегазоносности сопредельных территорий и коррелирует с открытиями месторождений в аналогичных бассейнах атлантических и арктических окраин. К потенциально нефтегазоносным относятся позднемезозойско-

кайнозойские шельфовые и шельфово-склоновые бассейны (Южно-Чукотский, Новосибирско-Северо-Чукотский и Предвосточно-сибирский), которые имеют рифтогенную и синсдвиговую природу. Их заполняют терригенные отложения, мощности которых в депозцентрах достигают 4–5, 10–18, 10–14 км соответственно. Фундамент образуют системы рифтогенных грабенов с терригенными и карбонатными породами верхнедевонско-неокомского возраста. В формировании дифференцированной структуры бассейнов большую роль играли разломы северо-западной и северо-восточной ориентировки, генетически обусловленные позднекиммерийским орогенезом и раскрытием океанских впадин Северного Ледовитого океана.

Предполагаемая нефтегазоносность в рассмотренных шельфовых бассейнах может быть приурочена к участкам, примыкающим к поперечным поднятиям, структурным перемычкам и склонам, где происходит выклинивание песчаных отложений. В склоновом бассейне зоны возможного нефтегазонакопления связываются со ступенчатой структурой континентального склона, его каньонами и каналами, заполненными песчаным материалом.

В большинстве случаев нефтегазоносность может быть приурочена к резервуарам позднемезозойско-кайнозойского заполнения бассейнов. Сдвиги северо-западной и северо-восточной ориентировки, проявившиеся в новейшее время, способствовали улучшению качества коллекторов. В местах неглубокого залегания фундамента газоносными могут оказаться древние отложения фундамента рифтогенных структур, стратиграфически эквивалентные двум уровням: позднедевонско-раннекаменноугольному (аналог терригенной группы Эндикот грабена Ханна) и триас-неокомскому (аналог мощных глинистосланцевых и турбидитовых комплексов Бофортовского и других грабенов) бассейна Северного склона Аляски. Перспективы могут быть связаны также с карбон-пермскими шельфовыми карбонатными и глинисто-карбонатными отложениями (аналог элсмирского комплекса).

В фазовом составе нафтидов позднемезозойских-кайнозойских бассейнов, вероятно, преобладает углеводородный газ, в меньшей степени могут быть представлены нефти и битумы.

*Акишин В.В., Ханчук А.И.* Охотско-Чукотский вулканогенный пояс: Ревизия возраста на основе новых  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ - и U-Pb-изотопных данных // Докл. РАН. 2005. Т. 404, № 5. С. 654–658.

*Александров А.А.* Покровные и чешуйчатые структуры в Корякском нагорье. М.: Наука, 1978.

*Алексеев Э.С.* Куюльский серпентинитовый меланж и строение Тыловско-Майнской зоны (Корякское нагорье) // Геотектоника. 1981. № 1. С. 105–120.

*Ахметьев М.А., Дворянкин А.И., Милёхин А.И.* и др. Палеоген хребта Рарыткин (северо-восток Корякского нагорья) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1989. № 3.

*Ашурков В.Г., Разумный А.Г., Вишневская В.С.* Разнообразие радиоляриевых комплексов бассейна р. Пикасваям (Корякское нагорье) // Использование радиолярий в стратиграфии и палеобиологии. Уфа, 1990.

*Баранов М.А.* Покровная тектоника Мыргаваамской “впадины” (северо-запад Центральной Чукотки) // Тихоокеан. геология. 1995. Т. 14. № 3. С. 17–22.

*Белый В.Ф.* Формации и тектоника Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М.: Наука, 1978. 168 с.

*Белый В.Ф.* Комплексное обоснование региональной стратиграфической схемы Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Геодинамика, магматизм и минералогия континентальных окраин Севера Пацифики. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2003. Т. 1. С. 135–137.

*Беляцкий Б.В., Ларионов А.Н., Андреева И.А.* и др. Оценка возраста и источников сноса кварцевых песчаников поднятия Менделеева (Северный Ледовитый океан): Морфология и SHRIMP анализ цирконов / Материалы III Рос. конф. по изотопной геохронологии “Изотопное датирование процессов”. М.: ГЕОС, 2006. Т. 1. С. 101–104.

*Березнер О.С., Ставский А.П., Злобин С.К.* Раннемезозойская вулканоплутоническая ассоциация на севере Корякского хребта // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1990. № 3.

*Беус В.А.* Возраст и геолого-петрохимические особенности метаморфических ортопород Приколымского докембрийского комплекса // Региональная геодинамика и стратиграфия Азиатской части СССР. Л.: ГНПП “Аэрогеология”, 1992. С. 65–85.

*Богданов Н.А.* Тектоника Арктического океана // Геотектоника. 2004. № 3. С. 13–30.

*Богданов Н.А., Бондаренко Г.Е., Вишневская В.С., Извеков И.Н.* Средне-верхнеюрские и нижнемеловые комплексы радиолярий Омгонского хребта (Западная Камчатка) // Докл. АН СССР. 1991. Т. 321, № 2. С. 344–348.

*Богданов Н.А., Соловьёв А.В., Леднева Г.В.* и др. Строение меловой аккреционной призмы хр. Омгон (Западная Камчатка) // Геотектоника. 2003. № 4. С. 64–76.

*Богданов Н.А., Тильман С.М.* Тектоника и геодинамика Северо-Востока Азии. М.: Ин-т литосферы РАН, 1992. 54 с.

*Богданов Н.А., Хаин В.Е.* Объяснительная записка к Тектонической карте Баренцева моря и северной части Европейской России масштаб 1 : 2 500 000. М.: Ин-т литосферы РАН, 1996. 101 с., 2 л. карт.

*Богданов Н.А., Хаин В.Е.* Объяснительная записка к Тектонической карте морей Карского и Лаптевых и севера Сибири (масштаб 1 : 2 500 000). М.: Ин-т литосферы окраинных и внутренних морей РАН, 1998. 127 с., 2 л. карт.

*Богдановский О.Г., Минеев С.Д., Асонов С.С.* и др. Магматизм архипелага Де-Лонга (Восточная Арктика): Геохимия изотопов и геохронология // Геохимия. 1992. № 1. С. 47–57.

*Бондаренко Г.Е.* Тектоника и геодинамическая эволюция мезозойского северного обрамления Тихого океана: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. М., 2004. 46 с.

*Бондаренко Г.Е., Лейер П., Соколов С.Д.* и др. Реконструкция истории Южно-Анжуйского палеоокеана по данным Ar-Ar датирования // Тектоника и геодинамика континентальной литосферы. М.: ГЕОС, 2003а. С. 60–64. (Материалы XXXVI Тектон. совещ.; Т. 1).

*Бондаренко Г.Е., Лучицкая М.В.* Мезозойская тектоническая эволюция Алясмаутского поднятия, западная Чукотка // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2003. Т. 98, вып. 3. С. 25–37.

*Бондаренко Г.Е., Соколов С.Д., Ганелин А.В.* Корреляция верхнепалеозойских и мезозойских тектонических событий в сутурах Южно-Анжуйская и Кобук, мезозойды северного обрамления Пацифики: Свидетельство существования Протоарктического океана Анжуй-Ангаючам // Тектоника и геодинамика континентальной литосферы. М.: ГЕОС, 2003б. С. 64–68. (Материалы XXXVI Тектон. совещ.; Т. 1).

*Бондаренко Г.Е., Соловьев А.В., Тучкова М.И.* и др. Возраст детритовых цирконов в песчаниках верхнемезозойского флиша Южно-Анжуйской сутуры (западная Чукотка) // Литология и полез. ископаемые. 2003в. № 2. С. 192–208.

*Бурлин Ю.К., Шпелькевич Ю.В.* Основные черты тектонического развития осадочных бассейнов в западной части шельфа Чукотского моря и перспективы их нефтегазоносности // Геотектоника. 2006. № 2. С. 65–82.

*Верниковский В.А.* Геодинамическая эволюция Таймырской складчатой области. Новосибирск: ОИГГМ СО РАН, 1996. 204 с.

*Верниковский В.А., Верниковская А.Е., Черных А.И., Мельгунов М.С.* Петрология и геохимия рифейских офиолитов Северного Таймыра // Геология и геофизика. 1996. Т. 37, № 1. С. 113–129.

*Верниковский В.А., Неймарк Л.А., Пономарчук В.А.* и др. Геохимия и возраст коллизионных гранитоидов и метаморфитов Карского микроконтинента (Северный Таймыр) // Там же. 1995. Т. 36, № 12. С. 50–64.

*Виноградов В.А., Гусев Е.А., Лопатин Б.Г.* Возраст и структуры осадочного чехла Восточно-Арктического шельфа России. СПб.: ВНИИОкеанология, 2004. Вып. 5. С. 202–212.

*Вишневская В.С.* Раннеюрские радиолярии из Северо-Востока России // Докл. РАН. 1994. Т. 335, № 6. С. 757–762.

*Вишневская В.С.* Радиоляриевая биостратиграфия юры и мела России. М.: ГЕОС, 2001. 376 с.

*Вишневская В.С., Пейве А.А., Соколов С.Д.* О возрасте офиолитов Куюльско-го террейна (Таловские горы, Северо-Восток России) // Докл. РАН, 1992. Т. 327, № 3. С. 364–367.



Вишневская В.С., Соколов С.Д., Бондаренко Г.Е., Пральникова И.Е. Новые данные о возрасте и корреляция вулканогенно-кремнистых комплексов северо-западного побережья Охотского моря // Там же. 1998. Т. 359, № 1. С. 66–69.

Вишневская В.С., Филатова Н.И. Корреляция юрско-меловых кремнисто-вулканогенных отложений северо-западного обрамления Тихого океана // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2008. № 6. С. 42–63.

Вишневская В.С., Филатова Н.И., Дворянкин А.И. Новые данные о стратиграфии юрских отложений Корякского нагорья (г. Семиглавая) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 4. С. 21–30.

Вогт П.Р., Ковач А.К., Перри Р.К. Амеразийский бассейн, Северный Ледовитый океан: Магнитные аномалии и их расшифровка / Геология Арктики. М.: Наука, 1984. С. 128–135. (Докл. XXVII МГК).

Воеводин В.Н., Житков Н.Г., Соловьёв В.А. Эвгеосинклинальный комплекс мезозой Чукотского полуострова // Геотектоника. 1978. № 6. С. 101–109.

Ганелин А.В., Силантьев С.А. Геохимические особенности и геодинамические аспекты формирования офиолитов Южно-Ануйской сутуры (Западная Чукотка) // Области активного тектогенеза в современной и древней истории Земли. М., 2006. Т. 1. С. 122–126.

Гедько М.И. Позднеюрская Уяндино-Ясачненская островная дуга (Северо-Восток СССР) // Геотектоника. 1988. № 2. С. 262–273.

Гельман М.Л. Фанерозойские гранитно-метаморфические купола северо-востока Сибири // Тихоокеан. геология. 1995. Т. 14. С. 102–115.

Гельман М.Л. Фанерозойские гранитно-метаморфические купола на Северо-Востоке России: Магматизм, метаморфизм и мигматизация в позднемезозойских куполах // Там же. 1996. Т. 15, № 1. С. 84–93.

Геология и полезные ископаемые России / Ред. И.С. Грамберг, В.Л. Иванов, Ю.Е. Погребницкий. СПб.: ВСЕГЕИ, 2004. Т. 5, кн. 1. 468 с.

Геология СССР. Т. XXX / Ред. И.Е. Драбкин. М.: Недра, 1970. 548 с.

Герман А.Б. Альбская–позднемеловая флора Северной Пацифики: Палеофлористика, флостратиграфия и палеоклиматология: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. М., 2004. 548 с.

Гнибиденко Г.С. Метаморфические комплексы в структурах северо-западного сектора Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1969. 135 с.

Государственная геологическая карта РФ. Масштаб 1 : 1 000 000. Новая серия. Лист Q-56, 57 / Ред. Л.М. Натапов, В.С. Шульгина. Л.: ВСЕГЕИ, 1991.

Государственная геологическая карта РФ. Масштаб 1 : 1 000 000. Новая серия. Лист Q- 58, 59. Ред. И.М. Мигович, Г.М. Малышева. СПб.: ВСЕГЕИ, 1999.

Грамберг И.С., Верба В.В., Кудрявцев Г.А. и др. Строение земной коры Северного Ледовитого океана по геотраверсу острова Де-Лонга – Котловина Макарова // Докл. РАН, 1993. Т. 328, № 4. С. 484–486.

Грамберг И.С., Пискарев А.Л., Беляев И.В. Блоковая тектоника дна Восточно-Сибирского и Чукотского морей по данным анализа гравитационных и магнитных аномалий // Там же. 1997. Т. 353. С. 656–659.

Григорьев В.Н., Крылов К.А., Соколов С.Д. Верхнеюрские–нижнемеловые отложения центральной части Корякского нагорья // Очерки по геологии Востока СССР. М.: Наука, 1986. С. 58–80.

Григорьев В.Н., Крылов К.А., Соколов С.Д. Основные формационные типы мезозойских отложений Корякского нагорья и их тектоническое значение. М.: Наука, 1987. С. 198–245.

Гринберг Г.А., Гусев П.С., Бахарев А.Г. и др. Тектоника, магматические и метаморфические комплексы Колымо-Омолонского массива. М.: Наука, 1981. 359 с.

Гуревич Н.И., Глебовский В.Ю. Краткий обзор тектонических концепций образования Американо-Азиатского суббассейна (Северный Ледовитый океан) // Рос. геофиз. журн. 2004. № 33–34. С. 38–51.

Гуревич Н.И., Мащенко С.П. Типы коры геоструктур глубоководного Арктического бассейна // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. СПб.: Госкомнедра, 2000. С. 9–32.

Гуревич Н.И., Меркурьев С.А., Абельская А.А. Эволюция южной части Канадской котловины, Северный Ледовитый океан, по магнитометрическим данным // Докл. РАН. 2006. Т. 407, № 1. С. 92–95.

Добрецов Н.Л. Геологические следствия термохимической модели плюмов // Геология и геофизика. 2005. № 9. С. 870–890.

Драчёв С.С. Тектоника рифтовой континентальной окраины северо-восточной Евразии (моря Лаптевых и Восточно-Сибирское): Автореф. д-ра геол.-минерал. наук. М., 1999. 40 с.

Драчёв С.С. О тектонике фундамента шельфа моря Лаптевых // Геотектоника. 2002. № 6. С. 60–70.

Драчёв С.С., Елистратов А.В., Савостин Л.А. Структура и сейсмостратиграфия шельфа Восточно-Сибирского моря вдоль сейсмического профиля “Индиго-залив-остров Жаннетты” // Докл. РАН. 2001. Т. 377, № 4. С. 521–525.

Драчёв С.С., Савостин Л.А. Офиолиты острова Бол. Ляховский (Новосибирские острова) // Геотектоника. 1993. № 3. С. 98–107.

Дудкин Д.В., Козлов В.Д., Ефремов С.В. Петролого-геохимические особенности и геодинамические условия формирования рудоносных гранитоидов Чукотки // Геология и геофизика. 1997. Т. 38, № 7. С. 1202–1215.

Дундо О.П., Жамойда А.И. Стратиграфия мезозойских отложений бассейна р. Великой и характерный комплекс валанжинских радиолярий // Геология Корякского нагорья. М.: Недра, 1963. С. 64–86.

Ефремов С.В., Козлов В.Д., Сандимирова Г.П. Rb/Sr-возраст гранитоидов Центральной Чукотки – новый взгляд на историю геологического развития региона // Докл. РАН. 2000. Т. 375, № 6. С. 816–819.

Жуланова И.Л. Земная кора на северо-востоке Азии в докембрии и фанерозое. М.: Наука, 1990. 304 с.

Жуланова И.Л., Корсаков Л.П., Кузьмин В.К. Новая региональная стратиграфическая схема нижнедокембрийских образований Верхояно-Чукотского региона // Тихоокеан. геология. 2006. Т. 25, № 2. С. 24–38.

Забанбарк А., Конюхов А.И. Перспективы нефтегазоносности континентальных склонов в Мировом океане: Тектонический аспект // Геотектоника. 2005. № 1. С. 99–106.

Заманский Ю.Я., Зацепин Е.Н., Лангинен А.Е., Сорокин М.Ю. Сейсмическая модель земной коры по геотраверсу в центральной части Северного Ледовитого океана // Разведка и охрана недр. 1999. № 7–8. С. 484–486.

Зинкевич В.П. Формации и этапы тектонического развития севера Корякского нагорья. М.: Наука, 1981. 109 с.

Злобин С.К., Ставский А.П., Березнер О.С. и др. Геохимические особенности магматизма Майницкой палеоостроводужной системы (Корякское нагорье) // Геохимия. 1989. № 1. С. 113–124.

Злобин С.К., Филатова Н.И., Дворянкин А.И. и др. Происхождение верхнеюрских–неокомских вулканогенных образований северо-востока Анадырско-Корякского региона // Тихоокеан. геология. 1991. № 1. С. 64–76.

Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И. Палеогеодинамика. М.: Наука, 1992. 192 с.

*Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М.* Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990а. Кн. 1. 328 с.

*Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М.* Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990б. Кн. 2. 332 с.

*Зоненшайн Л.П., Натапов Л.М.* Тектоническая история Арктики // Актуальные проблемы геотектоники. М.: Наука, 1987. С. 31–57.

*Иванов В.В.* Осадочные бассейны Северо-Восточной Азии. М.: Наука, 1985. 208 с.

*Иванов В.В., Клубов Б.А., Алтаева Н.В.* Нафтиды и нафтоиды Северо-Востока СССР. Магадан: ДВНЦ АН СССР, 1976. С. 183–200.

*Иванов В.В., Клубов Б.А., Семенов Г.А.* К проблеме нефтегазоносности палеозойских формаций Северо-Востока СССР. Магадан: ДВНЦ АН СССР, 1974. С. 131–136.

*Иванова О.В.* Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Вилькицкого бассейна. М.: ВНИГНИ, 2004. С. 86–98.

*Кабаньков В.Я., Андреева И.А., Иванов В.Н., Петрова В.И.* О геотектонической природе системы Центрально-Арктических морфоструктур и геологическое значение донных осадков в ее определении // Геотектоника. 2004. № 6. С. 33–48.

*Кайгородцев Г.Г.* Офиолитовые формации хребта Пекульней // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан, 1961. Вып. 15. С. 93–104.

*Каплан А.А., Коупленд П., Бро Э.Г. и др.* Новые данные о радиометрическом возрасте изверженных и метаморфических пород Российской Арктики // Тез. AAPG регион. междунар. конф. СПб., 2001. С. 2–6.

Карта аномального магнитного поля ( $\Delta T$ )<sub>а</sub> России и примыкающих акваторий. Масштаб 1 : 5 000 000 / Ред. О.В. Петров, А.Ф. Морозов, А.В. Лепилин и др. // СПб.: ВСЕГЕИ, 2004. 4 л.

*Карякин Ю.В., Шипилов Э.В.* Геохимическая характеристика и  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  возраст магматических пород архипелага Земля Франца-Иосифа // Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики: М.: ГЕОС. 2008. С. 389–391. (Материалы ХLI Тектон. совещ.).

*Ким Б.И., Евдокимова Н.К., Супруненко О.И., Яшин Д.С.* Нефтегеологическое районирование шельфа Восточно-Арктических морей и перспективы нефтегазоносности // Геология нефти и газа. 2007. № 2. С. 49–58.

*Киселёв А.И., Ярмолюк В.В., Егоров К.Н. и др.* Среднепалеозойский базитовый магматизм северо-западной части Вилуйского рифта: состав, источники, геодинамика // Петрология. 2006. Т. 14, № 6. С. 626–648.

*Клещев К.А., Шеин В.С.* Геодинамическая эволюция и нефтегазогеологическое районирование Арктики и прилежащих районов // Материалы конференции “Нефть, газ Арктики”. М., 2007. С. 35–49.

*Клещев К.А., Шеин В.С.* Геодинамическая эволюция и перспективы нефтегазоносности Арктики. М.: ВНИГНИ, 2008. 103 с.

*Клубов Б.А.* Битуинологическая характеристика каменноугольных и триасовых отложений острова Врангеля // Нефтегазовая геология и геофизика. 1972. № 3. С. 22–25.

*Клубов Б.А.* К вопросу о перспективности острова Врангеля и прилежащих акваторий. Магадан: ДВНЦ АН СССР, 1973. С. 140–151.

*Клубов Б.А.* Природные битумы Севера. М.: Наука, 1983. 208 с.

*Косько М.К.* Седиментационные бассейны Восточно-Сибирского и Чукотского морей. Л.: ПГО “Севморгеология”, 1988. С. 188–195.

Косько М.К. Террейны Восточно-Арктического шельфа России // Докл. РАН. 2007. Т. 413. № 1. С. 71–74.

Косько М.К., Заманский Ю.А., Лангинен А.Е., Иванова Н.Н. Граница Канадской котловины и Центрально-Арктической области поднятий в районе хребта Норивинд (Амеразийский бассейн Северного Ледовитого океана) // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. СПб.: Минприроды: ВНИИОкеанология, 2002. С. 114–130.

Котляр И.Н., Белый В.Ф., Милов А.П. Петрохимия магматических формаций Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М.: Наука, 1981. 222 с.

Котляр И.Н., Русакова Т.Б. Геолого-геохронологическая модель меловых континентальных вулканических толщ Охотско-Чукотской магматической провинции (Северо-Восток России) // Тихоокеан. геология. 2005. Т. 24, № 1. С. 25–44.

Кравченко К.Н. Генерационно-аккумуляционные элементы нафтидных бассейнов // Отечеств. геология. 1996. № 3/4. С. 54–61.

Крымсалова В.Т. Радиоларии и стратиграфия пекульневеевской свиты междуречья Таяин-Правый Таяйнын (хр. Рарыткин, Корякское нагорье) // Использование радиоларий в стратиграфии и палеобиологии. СПб.: ВСЕГЕИ, 1990. С. 43–47.

Кузнецов Н.Б. Кембрийская коллизия Балтики и Арктиды – начальный этап “собирания” северной части позднепалеозойско-раннемезозойской Пангеи // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2009. Т. 84. Вып. 1. С. 18–38.

Кузнецов Н.Б., Соболева А.А., Удоротина О.В. и др. Доуральская тектоническая эволюция северо-восточного и восточного обрамления Восточно-Европейской платформы. 1. Протоуралиды, тиманиды и доордовикские гранитоидные вулcano-плутонические ассоциации севера Урала и Тимано-Печерского региона // Литосфера. 2006. № 4. С. 3–22.

Кузнецов Н.Б., Соболева А.А., Удоротина О.В. и др. Доуральская тектоническая эволюция северо-восточного и восточного обрамления Восточно-Европейской платформы. 2. Позднедокембрийско-кембрийская коллизия Балтики и Арктиды // Там же. 2007. № 1. С. 32–45.

Кузьмичёв А.Б., Складарев Е.В., Барах И.Г. Пиллоу-базальты и глаукофановые сланцы на острове Большой Ляховский (Новосибирские острова) – фрагменты литосферы Южно-Анжуйского палеоокеана // Геология и геофизика. 2005. Т. 46, № 12. С. 1367–1381.

Кузьмичёв А.Б., Соловьёв А.В., Гоникберг В.Е. и др. Синколлизионные мезозойские терригенные отложения о. Большой Ляховский (Новосибирские острова) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2006. Т. 14, № 1. С. 33–53.

Лазуркин Д.В., Павлов А.В. Осадочные бассейны глубоководной части Северного Ледовитого океана и перспективы их нефтегазоносности // Докл. РАН. 2005. Т. 401. № 5. С. 362–365.

Лебедев Е.Л. Стратиграфия и возраст Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М.: Наука, 1987. 175 с.

Лебедев Е.Л., Филатова Н.И. Дискуссия по поводу статьи В.Ф. Белого и др. “Поздняя стадия развития северной части Охотско-Чукотского вулканогенного пояса” // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1998. Т. 6, № 6. С. 106–110.

Лейер П., Парфёнов Л.М., Сурнин А.А., Тимофеев В.Ф. Первые  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  определения возраста магматических и метаморфических пород Верхояно-Колымских мезозойских // Докл. РАН, 1993. Т. 329, № 5. С. 621–624.

Милов А.П., Давыдов И.А., Котляр И.Н. и др. Rb-Sr системы в меловых вулканических породах Охотско-Чукотского вулканического пояса // Региональная геохронология / Ред. М.И. Кузьмин. Иркутск: Наука, 1987. С. 69–82.

Натальин Б.А. Позднемеловые–третичные формации Чукотского полуострова и происхождение бассейна Хоуп и надвигового пояса Геральда (Чукотское море) // Геотектоника. 1999. № 6. С. 76–93.

Натапов Л.М., Сурмилова Е.П. Позиция и природа Охотского массива // Отеч. геология. 1995. № 2. С. 49–53.

Некрасов Г.Е. Тектоника и магматизм Тайгоноса и Северо-Западной Камчатки. М.: Наука, 1976. 168 с.

Новейшая тектоника, геодинамика и сейсмичность Северной Евразии / Ред. А.Ф. Грачев. М.: ИФЗ РАН. ГЕОН, 2000. 453 с.

Оксман В.С. Геодинамическая эволюция коллизионного пояса горной системы Черского (Северо-Восток Азии) // Геотектоника. 1998. № 1. С. 56–69.

Оксман В.С. Тектоника коллизионного пояса Черского (Северо-Восток Азии). М.: ГЕОС, 2000. 269 с.

Оксман В.С., Куренков С.А. Мунилканский офиолитовый комплекс хребта Черского (Северо-Восток Азии) // Геотектоника. 1996. № 6. С. 44–57.

Остров Врангеля: Геологическое строение, минералогия, геоэкология // Ред. М.И. Косыко, В.И. Ушаков. СПб.: ВНИИОкеанология, 2003. 137 с.

Парфёнов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И. и др. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеан. геология. 2003. Т. 22, № 6. С. 7–41.

Парфёнов Л.М., Кузьмин М.И. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). М.: МАИК “Наука // Интерпериодика”, 2001. 560 с.

Петровская Н.А., Тришкина С.В., Савишкина М.А. Основные черты геологического строения российского сектора Чукотского моря // Геология нефти и газа. 2008. № 6. С. 20–28.

Пискарев А.Л. Строение фундамента Евразийского и центральных хребтов Северного Ледовитого океана // Геотектоника. 2004. № 6. С. 49–66.

Полин В.Ф., Сахно В.Г., Екимов Н.И., Сандимирова Г.П. Пантеллерит-коммендит-щелочно-гранитная ассоциация палеогеновой бимодальной формации Охотско-Чукотского вулcano-плутонического пояса // Докл. РАН. 2006. Т. 407, № 3. С. 388–393.

Практическое руководство по микрофауне: Радиоларии мезозоя. СПб.: Недра, 1999. 272 с.

Прокопьев А.В., Торо Х., Миллер Э.Н. и др. Гранитоиды Главного батолитового пояса (Северо-Восток Азии): Новые U-Pb SHRIMP геохронологические и геохимические данные // Тектоника и металлогения Северной Циркум-Пацифики и Восточной Азии. Материалы Конф. памяти Л.М. Парфенова. Хабаровск: РАН ДВО, ИТИГ, 2007. С. 286–287.

Пушаровский Ю.М. Тектоническая карта Арктики масштаба 1 : 10 000 000. М.: ГИН АН СССР. 1963. 1 л.

Пушаровский Ю.М. Тектоника Северного Ледовитого океана // Геотектоника. 1976. № 2. С. 3–14.

Пушаровский Ю.М., Меланхолина Е.Н., Моссаковский А.А. и др. Глубинная тектоника Земли: Строение, структурная асимметрия, геодинамика геосфер // Докл. РАН, 1999. Т. 366, № 1. С. 88–99.

Розен О.М., Федоровский В.С. Коллизионные гранитоиды и расслоение земной коры. М.: Научный мир, 2001. 188 с.

Руженцев С.В., Бялобжеский С.Г., Григорьев В.Н. и др. Тектоника Корякского хребта. М.: Наука, 1982. 212 с. (Очерки тектоники Корякского нагорья).

Руженцев С.В., Савельев А.А. Палеозойские структурные комплексы и формирования Восточно-Европейской континентальной окраины на Северном Урале // Докл. РАН. 1997. Т. 352, № 4. С. 507–510.

Сафонов В.Г., Березнер О.С., Ставский А.П. Формирование осадочных пород восточной части Майницкой тектонической зоны (Корякское нагорье) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1988. № 10. С. 37–49.

Соколов С.Д. Аккреционная тектоника Корякско-Чукотского сегмента Тихоокеанского пояса: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. М., 1988. 43 с.

Соколов С.Д. Экзотические комплексы (террейны) в структуре Корякского нагорья // Изв. вузов. Геология и разведка. 1990. № 1. С. 16–29.

Соколов С.Д. Аккреционная тектоника: (Современное состояние проблемы) // Геотектоника. 2003. № 1. С. 3–18.

Соколов С.Д., Бондаренко Г.Е., Морозов О.Д. и др. Зона перехода Азиатский континент–Северо-Западная Пацифика в позднеюрско-раннемеловое время // Теоретические и региональные проблемы геодинамики. М.: Наука, 1999. С. 30–84.

Соколов С.Д., Бондаренко Г.Е., Морозов О.Л., Луцкая М.В. Тектоника зоны сочленения Верхояно-Чукотской и Корякско-Камчатской складчатых областей // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2001а. Т. 76. С. 24–37.

Соколов С.Д., Бондаренко Г.Е., Морозов О.Д. и др. Покровная тектоника Южно-Ануйской сутуры (западная Чукотка) // Докл. РАН. 2001б. Т. 376, № 1. С. 80–84.

Соколов С.Д., Бондаренко Г.Е., Тучкова М.И., Лейер П. Тектоническая позиция и происхождение вулканогенно-осадочных образований Полярнинского поднятия (Южно-Ануйская сutura, западная Чукотка) // Там же. 2006. Т. 410, № 4. С. 784–788.

Соколов С.Д., Григорьев В.Н., Зинкевич В.П. и др. Аккреция и тектоническая расслоенность в структурах Корякского нагорья // Тихоокеан. геология. 1988. № 3. С. 115–143.

Соколов С.Д., Григорьев В.Н., Пейве А.А. и др. Элементы структурной и вещественной упорядоченности в серпентинитовых меланжах // Геотектоника. 1996. № 1. С. 47–62.

Соколов С.Ю. Тектонические элементы Арктики по данным мелкомасштабных геофизических полей // Там же. 2009. № 1. С. 23–38.

Ставский А.П. Меловой магматизм и тектоника Алазейского плоскогорья // Там же. 1981. № 4. С. 90–113.

Ставский А.П., Березнер О.С., Сафонов В.Г. и др. Тектоника Майницкой зоны Корякского нагорья // Тихоокеан. геология. 1989. № 3. С. 36–53.

Стратиграфический словарь СССР. Триас-мел. Л.: Недра, 1979. 592 с.

Терехова Г.П., Шмакин В.Б. О геологическом строении г. Семиглавой // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1982. № 4. С. 18–32.

Тильман С.М. Аккреционная тектоника и металлогения Корякского нагорья (Северо-Восток СССР) // Докл. АН СССР. 1987. Т. 292, № 5. С. 242–248.

Тихомиров П.Л., Аникин В.В., Исполатов В.О. и др. Возраст северной части Охотско-Чукотского вулканогенного пояса; новые данные Ar-Ar и U-Pb геохронологии // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2006. Т. 14, № 5. С. 81–95.

Трунилина В.А., Орлов Ю.С., Роев С.П. Магматические ассоциации Уяндино-Ясачненского вулcano-плутонического пояса и его геодинамическая природа // Отеч. геология. 2004. № 4. С. 61–67.

Федоров П.И., Филатова Н.И. Кайнозойский вулканизм восточной Корякии (Северо-Восток России) и геодинамические обстановки его проявления // Тихоокеан. геология. 1996. № 3. С. 3–14.

Федоров П.И., Флеров Г.Б., Головин Д.И. Новые данные о возрасте и составе вулканических пород острова Беннета (Восточная Арктика) // Докл. РАН. 2005. Т. 400, № 5. С. 666–670.

Филатова Н.И. Периокеанические вулканогенные пояса. М.: Недра, 1988. 264 с.

Филатова Н.И. Эволюция меловых обстановок на северо-востоке Азиатского континента // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1995. Т. 3, № 3. С. 64–75.

Филатова Н.И. Эволюция активных континентальных окраин в среднем мелу // Геотектоника. 1996. № 2. С. 74–89.

Филатова Н.И. Меловая эволюция континентальных окраин в контексте глобальных событий // Там же. 1998. Т. 6, № 2. С. 3–17.

Филатова Н.И. Щелочной вулканизм восточной окраины Евразии как отражение Тихоокеанского суперплюма // Докл. РАН. 2002а. Т. 383, № 3. С. 378–384.

Филатова Н.И. Сравнительная характеристика базальтоидов зон окраинно-континентального растяжения Азии и океанических островов Тихого океана: Изотопный и сейсмотомографический аспекты // Петрология. 2002б. Т. 10. С. 411–441.

Филатова Н.И. Среднемеловая орогения и ее связь с другими глобальными процессами // Фундаментальные проблемы геотектоники. М.: ГЕОС, 2007а. С. 317–321 (Материалы Тектон. совещ.; Т. 2).

Филатова Н.И. К генезису купола Де-Лонга // Докл. РАН. 2007б. Т. 413, № 4. С. 520–524.

Филатова Н.И., Вишневская В.С. Аллохтонные формации среднего мезозоя северо-западного континентального обрамления Тихого океана // Там же. № 4. 1992. Т. 323, № 4. С. 734–740.

Филатова Н.И., Дворянкин А.И., Милёхин А.И. Юрско-неокомские образования и тектоника Западно-Рытвинской зоны Корякии (Северо-Восток СССР) // Изв. вузов. Геология и разведка. 1990. № 12. С. 3–18.

Филатова Н.И., Хаин В.Е. Тектоника Восточной Арктики // Геотектоника. 2007. № 3. С. 3–29.

Филатова Н.И., Хаин В.Е. Развитие Верхояно-Колымской орогенной системы как результат взаимодействия континентальных и океанических плит // Там же. 2008. № 4. С. 18–48.

Филатова Н.И., Хаин В.Е. Структуры Центральной Арктики и их связь с Арктическим плюмом // Там же. 2009. № 6. С. 24–51.

Хаин В.Е. Тектоника континентов и океанов (год 2000). М.: Научный мир, 2001. 606 с.

Хаин В.Е., Полякова И.Д. Геодинамические предпосылки нефтегазоносности континентального склона глубоководных впадин // Геология и геофизика. 2004. Т. 45, № 1. С. 3–11.

Хаин В.Е., Полякова И.Д. Глубоководная окраина Восточной Арктики – перспективный объект для поисков нефти и газа // Докл. РАН. 2006. Т. 410, № 2. С. 234–238.

Хаин В.Е., Полякова И.Д. Крупные и гигантские углеводородные скопления в переходной зоне континент-океан // Геотектоника. 2008. № 3. С. 3–17.

Хаин В.Е., Полякова И.Д., Филатова Н.И. Тектоника и нефтегазоносность Восточной Арктики // Геология и геофизика. 2009. Т. 50, № 4. С. 443–460.

Хаин В.Е., Филатова Н.И. Основные этапы тектонического развития Восточной Арктики // Докл. РАН. 2007. Т. 415, № 4. С. 518–523.

Хаин В.Е., Филатова Н.И. Суперплюмовые эпизоды Восточно-Арктического Азиатского региона и их корреляция с аналогичными событиями других регионов Земли // Там же. 2008. Т. 420, № 2. С. 208–212.

Хаин В.Е., Филатова Н.И. О предистории Северного Ледовитого океана // Геология полярных областей Земли. М.: ГЕОС, 2009а. С. 260–266 (Материалы Тектон. совещ.; Т. 2).

Хаин В.Е., Филатова Н.И. От Гипербореи к Арктиде: к проблеме докембрийского кратона в Центральной Арктике // Докл. РАН. 2009б. Т. 428. № 2. С. 220–224.

Хаин В.Е., Бибикова Е.В., Дегтярев К.Е. и др. Палеоазиатский океан в неопротерозое и раннем палеозое: Новые изотопно-геохронологические данные // Геологическое развитие протерозойских перикратонных и палеоокеанических структур Северной Евразии: Материалы совещ. СПб.: Тема, 1999. С. 175–181.

Хуторской М.Д., Подгорных Л.В., Леонов Ю.Г., Павленкин А.Д. Термотомографическая модель котловин Подводников (Северный Ледовитый океан) // Докл. РАН. 2006. Т. 407, № 2. С. 230–234.

Чехов А.Д. О верхнемеловых олистостромовых отложениях бассейна р. Койвэрлан // Геотектоника. 1979. № 4. С. 123–147.

Шатский Н.С. О тектонике Арктики // Геология и полезные ископаемые Севера СССР. Л.: Главсевморпуть, 1935. С. 149–165.

Шипилов Э.В. К тектоно-геодинамической эволюции континентальных окраин Арктики // Геотектоника. 2004. № 5. С. 26–52.

Шипилов Э.В. Генерации спрединговых впадин и стадии распада Вегенеровской Пангеи в геодинамической эволюции Арктического океана // Там же. 2008. № 2. С. 32–54.

Шмакин В.Б. Новые данные о верхнеюрских отложениях бассейна р. Койвэрлан (Корякское нагорье) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 4. С. 31–35.

Шпикерман В.И., Мерзляков В.М. О базальных слоях палеозойского разреза Омуйвского поднятия // Стратиграфия и палеонтология фанерозоя Северо-Востока СССР. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1988. С. 5–27.

Ярмолюк В.А., Коваленко В.И., Сальникова Е.Б. и др. Позднерифейский рифтогенез и распад Лавразии: Данные геохронологических исследований щелочно-ультраосновных комплексов южного обрамления Сибирской платформы // Докл. РАН. 2005. Т. 404, № 3. С. 400–406.

Яшин Д.С., Ким Б.И. Геохимические признаки нефтегазоносности Восточно-Арктического шельфа России // Геология нефти и газа. 2007. № 4. С. 25–29.

Ahlbrandt T.S. Introduction to geologic studies of the Nanushuk Group, North Slope, Alaska // US Geol. Surv. Circular. 1979. N 794. P. 1–4.

Akinin V.V., Calvert A.T. Cretaceous mid-crustal metamorphism and exhumation of the Koolen gneiss dome, Chukotka Peninsula, Northeastern Russia // Tectonic evolution of the Bering Shelf-Chukchi Sea-Arctic Margin and adjacent landmasses // Ed. E.L. Miller et al. Boulder: Geol. Soc. Amer., 2002. P. 147–165.

Amato J.M., Miller E.L., Hannula K.A. Orthogonal flow directions in extending continental crust: An example from the Kigluaik gneiss dome, Seward Peninsula, Alaska // Ibid. 2002. P. 133–146.

Bird K.J. Alaska: A twenty-first century petroleum province // Amer. Assoc. Petrol. Geol. 2001. N 74. P. 137–165.

Bird K.J., Jordan C.F. Lisburne Group (Mississippian and Pennsylvanian), potential major hydrocarbon objective of Arctic Slope, Alaska // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1981. Vol. 61, N 9. P. 1493–1512.



*Calverts A.T., Gans P.B.* Thermochronologic assessment of metamorphism and exhumation of mid-crustal gneiss dome in the Arctic Alaska terrane // *Geol. Soc. Amer. Abstr.* 1999. Vol. 31. N 6. P. 42.

*Carter E., Whalen P., Guex J.* Biochronology and paleontology of Lower Jurassic (Hettangian and Sinemurian) radiolarians, Queen Charlotte Islands, British Columbia. 1998. 162 p. (*Geol. Surv. Canada. Bull.* 496).

*Claypool G.E., Magoon L.B.* Oil and gas source rocks in the national petroleum reserve in Alaska.// *Wash. (D.C.): US Gov. print. office*, 1988. P. 451–482.

*Collet T.S., Kvenvolden K.A., Magoon L.A., Bird K.J.* Geochemical and geologic controls on the inferred occurrence of natural gas hydrate in the Kuparuk 2D-15 well, North Slope, Alaska // *US Geol. Surv. Circular.* 1987. N 998. P. 24–26.

*Craig J.D., Sherwood K.W.* Economic study of the Burger gas discovery, Chukchi shelf, Northwest Alaska. 2004.<http://www.mms.gov/alaska/re/reports/rereport.htm>

*Dewey J.F.* Extensional collapse of orogens // *Tectonics.* 1988. Vol. 7. P. 1123–1139.

*Durham L.S.* Deep Lower Tertiary playing well // *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Explorer.* 2006. Vol. 27. P. 14–18.

*Embry A.F., Dixon J.* The breakup unconformity of the Amerasian Basin, Arctic Ocean: evidence from Arctic Canada // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1990. Vol. 102. P. 1526–1534.

*Engelbreton D., Cox A., Gordon R.C.* Relative motions between ocean and continental plates in Pacific basin // *Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.* 1985. Vol. 106. P. 1–59.

*England P.C., Thompson B.* Pressure-temperature-time paths of regional metamorphism // *J. Petrol.* 1984. Vol. 25. Pt. 4. P. 894–955.

*Filatova N.I., Vishnevskaya V.S.* Radiolarian stratigraphy and origin of the Mesozoic terranes of the continental framework of the Northwestern Pacific (Russia) // *Tectonophysics.* 1997. Vol. 269, N 1/2. P. 131–150.

*Franke D., Hinz K.* End Bericht über die arbeiten der BGR zum project LAPSEIS: Untersuchungen zur Neotektonik in der Laptev-See, Ostsibirischen See und auf dem angrenzenden NE-Sibirischen Festland mit seismologischen // Breitbanddaten: Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe. 1999. 122 s.

*Franke D., Hinz K., Reichert Ch.* Geology of the East Siberian Sea, Russian Arctic, from seismic images: structures, evolution, and implications for the evolution of the Arctic Ocean Basin // *J. Geophys. Res.* 2004. Vol. 109. N 7. P. 106.

*Gee D.G., Tebenkov A.M.* Sval'bard: A fragment of Laurentian margin // *The Neoproterozoic Timanide Orogen of Eastern Baltica. L.*, 2004. P. 191–206 (*Geol. Soc. London Mem.*; Vol. 30).

*Grantz A., Clark D.L., Phillips R.L. et al.* Phanerozoic stratigraphy of Northwind Ridge, magnetic anomalies in the Canada Basin, and the geometry and timing of rifting in the Amerasia Basin, Arctic Ocean // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1998. Vol. 110. N 6. P. 801–820.

*Grantz A., May S.D.* Rifting history and structural development of the continental margin north of Alaska // *Studies in continental margin geology* // Ed. J.S. Watkins, C.L. Drake. *Wash. (D.C.)*, 1983. P. 77–100. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem.*; Vol. 34).

*Grantz A., May S.D., Hart P.E.* Geology of the continental margin of Alaska. Boulder: *Geol. Soc. Amer.*, 1990a. P. 257–288.

*Grantz A., May S.D., Taylor P.T., Lawver L.A.* Canada Basin // *The geology of North America. Vol. L. The Arctic Ocean Region* / Ed. A. Grantz et al. Boulder: *Geol. Soc. Amer.*, 1990b. P. 379–402.

*Harland W.B., Armstrong R.L., Cox A.V. et al.* A geological time scale. Cambridge: Cambridge Univ. press. 1990.

Harris N., Vance D., Ayres M. From sediment to granite: timescales of anatexis in the upper crust // *Chem. Geol.* 2000. Vol. 162, N 2. P. 155–167.

Hourigan J.K., Akinin V.V. Tectonic and chronostratigraphic implications of new  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  geochronology and geochemistry of the Aramak and Maltan-Ola volcanic belt, Northeastern Russia // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 2004. Vol. 116, N 5/6. P. 637–654.

Houseknecht D.W., Bird K. J. Oil and gas resources of the Arctic Alaska petroleum province // *US Geol. Surv. Prof. Pap.* 2005. 1732-A.

Ispolatov V.O., Tikhomirov P.L., Heizler M., Cherepanova I.Yu. New  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  ages of Cretaceous continental volcanics from Central Chukotka: Implications for initiations and duration of volcanism within the northern part of the Okhotsk-Chukotka volcanic belt (Northeastern Eurasia) // *J. Geol.* 2004. Vol. 112. P. 369–377.

Janney P.E., Castillo P.R. Geochemistry on Mesozoic Pacific mid-ocean basalts: Constraints on melt generation and the evolution of the Pacific upper mantle // *J. Geophys. Res.* 1997. Vol. 102. P. 5207–5229.

Katkov S.M., Strickland A., Miller E.L. et al. Dating deformation in the Anui-Chukotka fold belt, northeastern Arctic Russia // *EOS AGU. Fall Meeting Suppl. Abstract.* 2005. Vol. 86. T11B-0378.

Klemperer S.L., Miller E.L., Scholl D.W. Crustal structure of the Bering and Chukchi shelves: deep seismic reflection profiles across the North American continent between Alaska and Russia // *Tectonic evolution of the Bering Shelf-Chukchi Sea-Arctic Margin and adjacent landmasses* / Ed. E.L. Miller et al. Boulder: Geol. Soc. Amer., 2002. P. 1–24.

Kos'ko M.K., Cecile M.P., Harrison J.C. et al. Geology of Wrangel Island, between Chukchi and East Siberian Seas Russia. 1993. 101 p. (*Geol. Surv. Canada Bull.*; Vol. 461).

Kuzmichev A.B., Pease V.L. Siberia trape magmatism in the New Siberian Islands: constrains for Arctic Mesozoic plate reconstructions // *J. Geol. Soc. London.* 2007. Vol. 164, N 5. P. 959–968.

Lane L.S. Canada Basin, Arctic Ocean: Evidence against a rotational origin // *Tectonics.* 1997. Vol. 16, N 3. P. 363–387.

Larson R.L. Geological consequences of superplumes // *Geology.* 1991. Vol. 19, N 10. P. 963–966.

Lawver L.A., Grantz A., Gahagan L.M. Plate kinematic evolution of the present Arctic Region since the Ordovician // *Tectonic evolution of the Bering Shelf-Chukchi Sea-Arctic Margin and adjacent landmasses* / Ed. E.L. Miller et al. Boulder: Geol. Soc. Amer., 2002. P. 333–358.

Lebedeva-Ivanova N.N., Zamansky Yu. Ya., Langinen A.E., Sorokin M. Yu. Seismic profiling across the Mendeleev Ridge at 82°N: evidence of continental crust // *Geophys. J. Intern.* 2006. Vol. 165. P. 527–544.

Li Z.X., Bogdanova S.V., Collins A.S. et al. Assembly, configuration, and break-up history of Rodinia: A synthesis // *Precambrian Res.* 2008. Vol. 160. P. 179–210.

Magoon I.B. The geology of known oil and gas resources by petroleum system – Onshore Alaska // *The Geology of North America.* Boulder, USA: Geol. Soc. Amer. 1994. Vol. G-1. P. 905–936.

Magoon L.B., Claypool G.E. Two oil types on North Slope of Alaska – implications for exploration // *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.* 1981. Vol. 65, N 4. P. 644–652.

Maruyama S., Santosh M., Zhao D. Superplume, supercontinent, and post-pevovskite: Mantle dynamics and anti-plate tectonics on the core-mantle boundary // *Gondwana Res.* 2007. Vol. 11. P. 7–37.

*Mazarovich A.O., Sokolov S.Yu.* Tectonic subdivision of the Chukchi and East Siberian Seas // *Russ. J. Earth Sci.* 2003. Vol. 5. P. 185–202.

*Metelkin D.V., Vernikovskiy V.A., Kazansky A.Yu.* et al. Paleozoic history of the Kara microcontinent and its relation to Siberia and Baltica: paleomagnetism, paleogeography and tectonics // *Tectonophysics*. 2005. Vol. 398. P. 225–243.

*Miller E.L., Calvert A.T., Little T.A.* Strain-collapsed metamorphic isograds in a sillimanite gneiss dome, Seward Peninsula, Alaska // *Geology*. 1992. Vol. 20. N 6. P. 487–490.

*Miller E.L., Gelman M.L., Parfenov L.M., Hourigan J.* Tectonic setting of Mesozoic magmatism: a comparison between northeastern Russia and North American Cordillera // *Tectonic evolution of the Bering Shelf-Chukchi Sea-Arctic Margin and adjacent landmasses* / Ed. E.L. Miller et al. Boulder: Geol. Soc. Amer., 2002. P. 313–332.

*Montgomery S.L.* Petroleum geology and resource assessment: 1002 area, Arctic National Wildlife Refuge // *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.* 2005. Vol. 89, N 3. P. 291–310.

*Moore Th.E., Dumitru T.A., Adams K.E.* et al. Origin of the Lisburne Hills-Herald Arch structural belt: stratigraphic, structural, and fission-track evidences from the Cape Lisburn area, Northwestern Alaska // *Tectonic evolution of the Bering Shelf-Chukchi Sea-Arctic Margin and adjacent landmasses* / Ed. E.L. Miller et al. Boulder: Geol. Soc. Amer.; 2002. P. 77–109.

*Natal'in B.A., Amato J.M., Toro J., Wright J.E.* Paleozoic rocks of northern Chukotka Peninsula, Far East: Implications for the tectonics of the Arctic Region // *Tectonics*. 1999. Vol. 18, N 6. P. 977–1003.

*Nockleberg W.V., Parfenov L.M., Monger J.W.H.* et al. Circum-Pacific tectonostratigraphic terrane map. Scale 1 : 5 000 000 and 1 : 10 000 000. Boulder: 1994. (US Geol. Surv. Open-File Rep.).

*Patrick B.E., Lieberman J.E.* Thermal overprint on blueschists of the Seward Peninsula: the Lepontine in Alaska // *Geology*. 1988. Vol. 16. P. 1100–1103.

*Patrick B.E., McClelland W.C.* Late Proterozoic granitic magmatism on Seward Peninsula and a Barentian origin for Arctic Alaska-Chukotka // *Ibid.* 1995. Vol. 23. P. 81–84.

*Pessagno E.A., Jr., Longoria J.F., McLeod N., Six W.M.* Studies of North American Jurassic Radiolaria. P. I. Upper Jurassic (Kimmeridgian – Upper Tithonian) Pantanelliidae from the Taman Formation, East-Central Mexico: tectonostratigraphic, chronostratigraphic and phylogenetic implications // *Cushman Found. Foraminiferal Res. Spec. Publ.* 1987. N 23. P. 1–55.

*Peters K.E., Magoon L.B., Bird K.J.* et al. North Slope, Alaska: Source rock distribution, richness, thermal maturity, and petroleum charge // *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.* 2006. Vol. 90, N 2. P. 261–292.

*Roberts A.A., Cunningham K.I.* Helium surveying, a geochemical exploration technique for on North Slope // *Geology and Exploration of the national petroleum reserve in Alaska, 1974–1982*. Wash. (D.C.): US. Gov. print. office, 1988. P. 583–589.

*Roberts D., Olovyanishnikov V.* Structural and tectonic development of the Timanide orogen // *The Neoproterozoic timanide Orogen of Eastern Baltica*. Geol. Soc. London Memoirs. 2004. Vol. 30. P. 47–57.

*Roeder D.A., Mull C.G.* Tectonics of Brooks Range ophiolites // *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.* 1978. Vol. 62. P. 1696–1713.

*Sekretov S.B.* Structure and tectonic evolution of the Southern Eurasia Basin, Arctic Ocean // *Tectonophysics*. 2002. Vol. 351. P. 193–243.

*Sherwood K. W., Craig J.D., Lothamer R.T.* et al. Chukchi shelf assessment province // *US Miner. Manag. Serv. OCS Monogr.* 1998. MMS 98–0054. P. 115–196.

*Sherwood K.W., Johnson P.P., Craig J.D. et al.* Structure and stratigraphy of the Hanna Trough, US Chukchi Shelf, Alaska // Tectonic evolution of the Bering Shelf-Chukchi Sea-Arctic Margin and adjacent landmasses / Ed. E.L. Miller et al. Boulder: Geol. Soc. Amer., 2002. P. 39–66.

*Silantiev S.A., Bogdanovskii O.G., Fedorov P.I. et al.* Intraplate magmatism of the De Long Islands: A response to the propagation of the ultraslow-spreading Gakkel Ridge into the passive continental margin in the Laptev Sea // Russ. J. Earth Sci. 2004. Vol. 6, N 3. P. 39–47.

*Sokolov S.D., Bondarenko G.Ye., Morozov O.L. et al.* South Anjui suture, north-east Arctic Russia // Tectonic evolution of the Bering Shelf-Chukchi Sea-Arctic Margin and adjacent landmasses / Ed. E.L. Miller et al. Boulder: Geol. Soc. Amer., 2002. P. 209–223.

*Soloviev A., Garver J.I., Ledneva G.* Cretaceous accretionary complex related to Okhotsk-Chukotka Subduction, Omgon Range, Western Kamchatka, Russian Far East // J. Asian Earth. Sci. 2006. Vol. 27. P. 437–453.

*Taylor P.T., Kovacs L.C., Vogt P.R., Johnson G.L.* Detailed aeromagnetic investigation of the Arctic Basin // Geophys. Res. 1981. Vol. 86. P. 6323–6333.

*Thurston D.K., Theiss L.A.* Geologic report for the Chukchi Sea planning area, Alaska. Anchorage. 1987. 193 p. (OCS Rep.; N IMMS 87-0046).

*Tolson R.B.* Structure and Stratigraphy of the Hope Basin, Southern Chukchi Sea // Alaska: Earth. Sci. 1987. Vol. 6, chap. 4. P. 59–71.

*Toro J., Cans P.B., McClelland W.C., Dumitru T.A.* Deformation and exhumation of the Mount Igikpak region, central Brooks Runge, Alaska // Tectonic evolution of the Bering Shelf-Chukchi Sea-Arctic Margin and adjacent landmasses / Ed. E.L. Miller et al. Boulder: Geol. Soc. Amer., 2002. P. 111–132.

*Vasco D.W., Johnson L.R.* Whole Earth structure estimated from seismic arrival times // J. Geophys. Res. 1998. Vol. 103. P. 2633–2671.

*Vaughan A.P.M.* Circum-Pacific mid-Cretaceous deformation and uplift: A Superplume-related event? // Geology. 1995. Vol. 23. P. 491–494.

*Verhoef V., Macnab R., Roest W. et al.* Arctic and North Atlantic Oceans and adjacent land areas magnetic anomalies. Scale 1 : 10 000 000. Montreal: Geol. Soc. Canada, 1996.

*Verzhbitsky V., Frantzen E., Savostina T. et al.* The Russian Chukchi Sea shelf // GEO ExPro. 2008. N 5. P. 41–43.

*Xu Y.G., He B., Huang X. et al.* Identification of mantle plumes in the Emeishan Large Igneous Province // Episodes. 2007. Vol. 30. P. 32–53.

Editorial Board:

*M.G. Leonov* (Editor-in-Chief), *M.A. Akhmetiev*,  
*Yu.O. Gavrilov* (Deputy Editor-in-Chief), *K.E. Degtyarev*,  
*Yu.V. Karyakin* (Executive Secretary), *Yu. G. Leonov*, *M.A. Semikhatov*,  
*S.D. Sokolov*, *M.D. Khutorskoy*

Reviewed by:

*N.V. Koronovsky*, Dr. Sc.(Geology & Mineralogy),  
*F.M. Nikishin*, Dr. Sc.(Geology & Mineralogy)

**Transactions of the Geological Institute / Geological Inst. of RAS.** –  
Moscow : Publishers of the USSR Academy of Sciences, 1932–1964. –  
Moscow : Nauka, 1964– . – ISSN 0002-3272.

**Vol. 601** : Tectonics, geodynamics and petroleum potential of the  
eastern Arctic seas and their continental framing / V.E. Khain, N.I. Filatova,  
I.D. Polyakova. – 2009. – 227 p. – ISBN 978-5-02-036974-0(in cloth).

Tectonic structure and geodynamics of the eastern Arctic Ocean and the northern Eurasia continent are considered as well as their oil-gas potential. The presented Tectonic Map of the Eastern Arctic Region demonstrates its heterogeneous structure and diachronous development of its polar basins, as well as the extent of the continental-type crust in them. There are characterized tectonic heterogeneity of shelves and the continental border of polar seas, which include fragments of the Precambrian Arctide craton and Neoproterozoic-Mesozoic orogenic belts, being relics of former oceans. The role of superplume episodes (with indicator magmatism of large volume) in the origin of both ancient oceans and Mesozoic-Cenozoic seas of the Eastern Arctic is described. Correlation dependence of the Precambrian-Cenozoic geodynamic development of certain parts of the Arctic-Eurasian Earth segment (including the northwestern continental border of the Pacific Ocean) is demonstrated. The oil-gas potential of rifting and synstrike-slip sedimentary basins in shelves of the Eastern Arctic polar seas is characterized. Complexes of transverse rises of basins and those of the continental slope of marginal seas were regarded as most prospective.

The monograph is intended for specialists and post-graduate students, who are interested in geology and tectonics of the Arctic-North Eurasian region, and stages of its development and oil-gas potential.

Научное издание

**Хаин Виктор Ефимович**  
**Филатова Надежда Ивановна**  
**Полякова Инна Даниловна**

**ТЕКТОНИКА, ГЕОДИНАМИКА  
И ПЕРСПЕКТИВЫ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ  
ВОСТОЧНО-АРКТИЧЕСКИХ МОРЕЙ  
И ИХ КОНТИНЕНТАЛЬНОГО ОБРАМЛЕНИЯ**

*Труды Геологического института РАН*  
*Вып. 601*

*Утверждено к печати*  
*Редакционной коллегией*  
*Геологического института*  
*Российской академии наук*

Зав. редакцией *М.В. Грачева*  
Редактор *И.С. Власов*  
Художник *Ю.И. Духовская*  
Художественный редактор *В.Ю. Яковлев*  
Технический редактор *Т.А. Резникова*  
Корректоры *Э.Д. Алексеева, Г.В. Дубовицкая,*  
*Е.А. Желнова, Е.Л. Сысоева*

Подписано к печати 17.11.2009  
Формат 70 × 100<sup>1</sup>/<sub>16</sub>. Гарнитура Таймс  
Печать офсетная  
Усл.печ.л. 19,6. Усл.кр.-отт. 16,0. Уч.-изд.л. 15,4  
Тип. зак. 2356

Издательство "Наука"  
117997, Москва, Профсоюзная ул., 90

E-mail: [secret@naukaran.ru](mailto:secret@naukaran.ru)  
[www.naukaran.ru](http://www.naukaran.ru)

ППП "Типография "Наука"  
121099, Москва, Шубинский пер., 6

# **АДРЕСА КНИГОТОРГОВЫХ ПРЕДПРИЯТИЙ ТОРГОВОЙ ФИРМЫ “АКАДЕМКНИГА” РАН**

## **Магазины “Книга-почтой”**

121099 Москва, Шубинский пер., 6; (код 495) 241-02-52 Сайт: [www.LitRAS.ru](http://www.LitRAS.ru)  
E-mail: [info@LitRAS.ru](mailto:info@LitRAS.ru)

197110 Санкт-Петербург, ул. Петрозаводская, 7 “Б”; (код 812) 235-40-64 [ak@akbook.ru](mailto:ak@akbook.ru)

## **Магазины “Академкнига” с указанием букинистических отделов и “Книга-почтой”**

690002 Владивосток, Океанский проспект, 140 (“Книга-почтой”);  
(код 4232) 45-27-91 [antoli@mail.ru](mailto:antoli@mail.ru)

620151 Екатеринбург, ул. Мамина-Сибиряка, 137 (“Книга-почтой”);  
(код 343) 350-10-03 [kniga@sky.ru](mailto:kniga@sky.ru)

664033 Иркутск, ул. Лермонтова, 289 (“Книга-почтой”); (код 3952) 42-96-20  
[aknir@irlan.ru](mailto:aknir@irlan.ru)

660049 Красноярск, ул. Сурикова, 45; (код 3912) 27-03-90 [akademkniga@bk.ru](mailto:akademkniga@bk.ru)

220012 Минск, просп. Независимости, 72; (код 10375-17) 292-00-52, 292-46-52,  
292-50-43 [www.akademkniga.by](http://www.akademkniga.by)

117312 Москва, ул. Вавилова, 55/7; (код 495) 124-55-00  
(Бук. отдел (код 495) 125-30-38)

117192 Москва, Мичуринский проспект, 12; (код 495) 932-74-79

127051 Москва, Цветной бульвар, 21, строение 2; (код 495) 621-55-96  
(Бук. отдел)

117997 Москва, ул. Профсоюзная, 90; (код 495) 334-72-98

105062 Москва, Б. Сапогглинищевский пер., 8 строение 4; (код 495) 624-72-19  
(Бук. отдел)

630091 Новосибирск, Красный проспект, 51; (код 383) 221-15-60 [akademkniga@mail.ru](mailto:akademkniga@mail.ru)

630090 Новосибирск, Морской проспект, 22 (“Книга-почтой”);  
(код 383) 330-09-22 [akdmn2@mail.nsk.ru](mailto:akdmn2@mail.nsk.ru)

142290 Пушкино Московской обл., МКР “В”, 1 (“Книга-почтой”);  
(код 49677) 3-38-80

191104 Санкт-Петербург, Литейный проспект, 57; (код 812) 272-36-65  
[ak@akbook.ru](mailto:ak@akbook.ru) (Бук. отдел)

199034 Санкт-Петербург, Васильевский остров, 9-я линия, 16;  
(код 812) 323-34-62 (Бук. отдел)

634050 Томск, Набережная р. Ушайки, 18;  
(код 3822) 51-60-36 [akademkniga@mail.tomsknet.ru](mailto:akademkniga@mail.tomsknet.ru)

450059 Уфа, ул. Р. Зорге, 10 (“Книга-почтой”); (код 3472) 23-47-62,  
23-47-74 [UfaAkademkniga@mail.ru](mailto:UfaAkademkniga@mail.ru)

450025 Уфа, ул. Коммунистическая, 49; (код 3472) 72-91-85 (Бук. отдел)



**Коммерческий отдел, Академкнига. г. Москва**  
**Телефон для оптовых покупателей: (код 495) 241-03-09**  
**Сайт: [www.LitRAS.ru](http://www.LitRAS.ru)**  
**E-mail: [info@LitRAS.ru](mailto:info@LitRAS.ru)**  
**Склад, телефон (код 499) 795-12-87**  
**Факс (код 495) 241-02-77**