

ISSN 0016-853X

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ТЕОТЕКТОНИКА

1

ИЗДАТЕЛЬСТВО НАУКА · 1985

СОДЕРЖАНИЕ

Белоусов В. В., Павленкова Н. И. Типы земной коры	3
Левченко О. В., Мерклин Л. Р., Непрочнов Ю. П. Складчатые структуры в Центральной котловине Индийского океана	15
Чайкин С. И. Тектоническая природа и структурные особенности железисто-кремнистой формации КМА	24
Добрецов Н. Л. О покровной «тектонике» Восточного Саяна	39
Устрицкий В. И. О соотношении Урала, Пай-Хоя, Новой Земли и Таймыра	51
Енцова Ф. И. Триасовый тафрогенез на Урале	62
Уткин В. П. Геодинамика растяжения земной коры в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану	73
Разницын Ю. Н., Хубуная С. А., Цуканов Н. В. Тектоника восточной части Кроноцкого полуострова и формационная принадлежность базальтов (Камчатка)	88

Краткие сообщения

Жемеричко М. И. К вопросу образования разрывных нарушений континентальных рифтов	102
--	-----

Критика и дискуссии

Кириллова Г. Л., Турбин М. Т. К проблеме мезозонд Монголо-Охотской складчатой области	105
---	-----

Рецензии

Хаин В. Е. Новое обобщение по тектонике Казахстана (о тектонической карте Восточного Казахстана м-ба 1:2 500 000 и объяснительной записке к ней, 1982)	107
--	-----

Хроника

Совещание по тектонике, фациям и формациям Белоруссии и Прибалтики	109
--	-----

CONTENTS

Belousov V. V., Pavlenkova N. I. The Earth's crust types	3
Levchenko O. V., Merklin L. R., Neprochnov Yu. P. Folded structures in the Central basin of the Indian Ocean	15
Chaikin S. I. Tectonic nature and structural peculiarities of ferruginous-siliceous KMA formation	24
Dobretsov N. L. On nappe «tectonics» of the East Sayan	39
Ustritsky V. I. On relationships between the Urals, Pai-Hoya, Novaya Zemlya and Taimir	51
Entsova F. I. Triassic taphrogenesis in the Urals	62
Utkin V. P. Geodynamics and expansion of the Earth's crust in the zone transitional from the Asian continent to the Pacific Ocean	73
Raznitsyn Yu. N., Khubunaya S. A., Tsukanov N. V. Tectonics of the eastern part of the Kronotsky peninsula and formational belonging of basalts (Kamchatka)	88

Brief communications

Zhemerichko M. I. On formation of break dislocations of continental rifts .	102
--	-----

Criticism and discussion

Kirillova G. L., Turbin M. T. On problem of mesosoids of the Mongolo-Okhotsk folded area	105
---	-----

Reviews

Khain V. E. New generalization on tectonics of Kazakhstan (On the tectonic map of East Kazakhstan, scale 1:2 500 000 and the explanatory note, 1982) . .	107
---	-----

Chronicles

Conference on tectonics, facies and formations of Belorussia and the Baltic region	109
--	-----

УДК 551.241

БЕЛОУСОВ В. В., ПАВЛЕНКОВА Н. И.

ТИПЫ ЗЕМНОЙ КОРЫ

В целях разработки методов обобщенного картирования глубинного строения земной коры сделана попытка выделения типов коры по некоторым структурным параметрам. В качестве таковых принимаются: толщина коры, толщина осадочного чехла и средняя сейсмическая скорость в консолидированной части коры. Выделено шесть типов коры. Предложено также более дробное разделение коры на подтипы.

ОБЩИЕ ЗАМЕЧАНИЯ

Для изображения строения слоев земной коры, близких к поверхности, служат геологические карты, а также ряд производных от них карт, таких, как тектонические, петрологические, литолого-фациальные, типов метаморфизма и др. Сейчас все острее становится задача картографирования не только поверхностных, но и глубоких слоев земной коры и верхних слоев мантии. Эта задача стоит не только потому, что тектонические, магматические и метаморфические процессы причинно связаны с явлениями в глубоких слоях коры и в верхней мантии и понять их происхождение и природу без изучения глубоких недр невозможно, но и в связи с практическими целями. Среди геологических процессов глубинного происхождения находят свое место и процессы формирования полезных ископаемых. Несомненно, что металлогенический прогноз получил бы более прочную теоретическую основу, если бы он опирался на знание связи той или иной группы эндогенных полезных ископаемых с тем или иным типом глубинного строения земной коры и верхней мантии. Те же связи глубинного строения с поверхностным геологическим строением могут быть использованы в прогнозе землетрясений.

Известно, что представление о строении и состоянии глубоких слоев коры и верхней мантии основывается на применении различных геофизических методов. Свою долю вносят также геохимические и петрологические методы. Результаты применения этих различных методов выражаются в форме карт и профилей. И для того чтобы попытаться представить себе глубинное строение той или иной территории, надо пользоваться целой серией таких карт и профилей — сейсмических, магнитометрических, гравиметрических, электрометрических, геотермических, геохимических и пр. Сопоставление таких разнородных карт и профилей между собой является крайне сложной процедурой, а результаты ее зависят от субъективных оценок относительно значения тех или иных геофизических параметров и подходов к их интерпретации.

Можно высказать предположение, что эту процедуру удастся значительно упростить, если использовать то обстоятельство, что ряд особенностей глубинного строения и глубинных процессов находится в корреляционных отношениях между собой. Например, намечается обратная корреляция между толщиной коры и величиной теплового потока, или прямая корреляция между толщиной коры и сейсмическими скоростями в кровле мантии и т. п.

Используя такие корреляции можно сократить число параметров, которые должны быть показаны на картах глубинного строения коры обобщенного типа. При этом можно было бы выделить определенные типы строения земной коры, различающиеся существенными особенностями своего состава, строения и состояния вещества. Некоторый опыт в этом направлении уже есть: давно используется разделение коры на континентальный, океанический и переходный типы [3]. Говорят также

об «аномальной мантии», понимая под этим области, характеризующиеся пониженными, по сравнению со средними, сейсмическими скоростями в верхних слоях мантии. И указанные типы земной коры и «аномальная мантия» связаны с определенными геологическими обстановками на поверхности, что делает выделение этих типов, несмотря на всю схематичность, весьма полезным. Речь идет, следовательно, о развитии этого опыта, об его уточнении, что, как кажется, вполне возможно, если использовать широкий арсенал достижений геофизики за последние десятилетия.

Сперва, конечно, надо ставить вопрос о выделении типов коры по современной их структуре. Но если выделенные типы коры будут подобраны так, чтобы они отражали также разные типы развития коры, т. е. разные эндогенные режимы, то такая карта позволит судить не только о современном строении коры, но и о закономерностях ее развития.

Ниже излагается попытка выбора наиболее надежных критериев для разделения земной коры на типы и предлагается пробная схема классификации последних.

ВЫБОР ПРИЗНАКОВ ДЛЯ КЛАССИФИКАЦИИ ТИПОВ КОРЫ

Для поставленной задачи, очевидно, необходимо выбрать возможно меньшее число признаков, которые в то же время были бы достаточно показательными и надежными. Именно их и нужно изобразить на картах. Основные требования к таким признакам можно сформулировать следующим образом:

а) признаки должны устойчиво характеризовать крупные области земной коры и в то же время должны заметно изменяться при переходе от одной структурной зоны к другой;

б) признаки должны обладать количественной определенностью и достоверно устанавливаться экспериментальными методами. Важно, чтобы признаки вытекали непосредственно из наблюдений без применения априорных представлений о модели среды и субъективно избираемых методов интерпретации;

в) при выборе признаков следует принимать во внимание связь их с определенной геологической обстановкой, а также насколько они могут заменить другие признаки, если будут использованы корреляционные связи между ними.

После рассмотрения всех возможных вариантов и отсеивания большей части по причине либо ненадежности определения, либо недостаточной информативности, авторы остановились на том, что основные признаки для выделения типов коры следует искать среди сейсмических данных и в основном среди данных сейсмического зондирования в разных его модификациях. Такими признаками в данное время могут быть: мощность коры, мощность осадочного чехла, средняя сейсмическая скорость в консолидированной части коры.

Характеризуем кратко каждый из этих признаков.

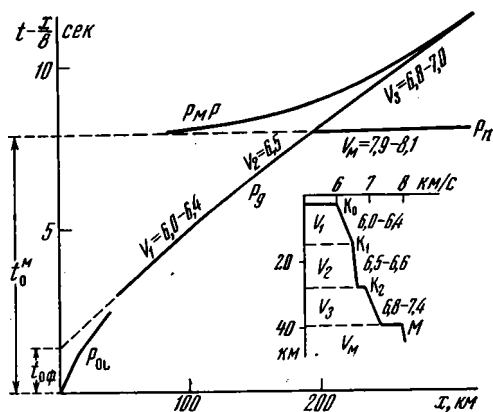
Мощность земной коры (или глубина до границы M) является вполне определенным параметром. Земная кора — это слой со скоростями продольных сейсмических волн менее 7,8—8,0 км/с. Как показали работы по глубинному сейсмическому зондированию, граница M является опорной границей, от которой регистрируются устойчивые отраженные и преломленные волны (P_mP и P_n). Времена их прихода и некоторые динамические особенности могут использоваться для объективного определения толщины коры и элементов ее строения.

Земная кора представляет собой геологическое тело, отличающееся и по строению и по составу от других оболочек Земли. Известно, что мощность коры различна в разных структурных зонах, но вместе с тем в пределах каждой такой зоны она более или менее устойчива. Как уже указывалось, толщина коры коррелируется с величиной теплового потока. Она коррелируется также с гравиметрическим полем и с современными вертикальными движениями коры.

Мощность осадочного чехла (или глубина до консолидированного фундамента, характеризующегося сейсмическими скоростями 5,8—6,2 км/с и выше) также является определенным параметром. Мощность определяется временем прихода преломленной волны P_g , регистрируемой в первых вступлениях при удалении от источника колебаний на 80—150 км. Эта волна также является опорной в ГСЗ. Наблюдается корреляция между мощностью осадочного чехла и сейсмическими скоростями в консолидированной части коры и характером геомагнитного и гравиметрического полей.

Средняя сейсмическая скорость в консолидированной коре (от поверхности фундамента до границы M) определяется при ГСЗ вполне надежно. Значение этого параметра в том, что он отражает средний состав

Рис. 1. Типовая модель континентальной земной коры и соответствующая ей схема годографов опорных сейсмических волн. На годографах отмечены величины, которые определяют основные параметры сейсмических моделей коры и используются для их классификации: времена $t_{0ф}$ и t_{0M} , отсекаемые на оси t годографами преломленных волн от фундамента P_g и от границы M — P_n , определяющие глубины до этих границ, кажущиеся скорости v_1, v_2 и v_3, v_M отдельных ветвей первых волн соответствуют пластовым скоростям основных структурных этажей в консолидированной коре и мантии, P_{oc} — волна, распространяющаяся в осадках, P_{MP} — отраженная от границы M



консолидированной части коры и, таким образом, с его помощью в характеристику типов коры можно ввести, хотя бы в косвенном виде, представление об относительной роли менее и более плотных пород в глубоких слоях коры. Определяемые различия средних скоростей с переходом от одной структурной зоны к другой указывают на то, что существует связь между структурным развитием и изменением вещественного состава коры. Поскольку всякое изменение состава коры должно отражать длительный процесс, есть надежда через данный параметр получить представление о связи современной структуры с эндогенными режимами предшествующего длительного развития коры.

Было бы соблазнительно пойти дальше и вместо определения средних сейсмических скоростей расчленить земную кору на ряд слоев с разными сейсмическими скоростями и установить соотношение между ними. Это, однако, пока еще затруднительно сделать в связи с недостаточностью и ненадежностью данных. Но иметь такую цель перед собой на будущее, очевидно, необходимо. При более дробном расчленении глубоких слоев коры было бы возможно значительно точнее связывать сейсмические слои с их конкретным петрохимическим составом. Вероятно, наиболее общим было бы деление коры на три этажа со скоростями 5,8—6,4, 6,5—6,7 и 6,8—7,4 км/с [4, 10] (рис 1). Но только на некоторых древних платформах нижний, наиболее высокоскоростной этаж прослежен уверенно. Положение осложняется еще тем, что породы со скоростями 6,8—7,4 км/с образуют иногда в коре изолированные линзы, расположенные на разной глубине.

Однако сейчас есть возможность определить по опорным волнам мощность слоя со скоростью около 6 км/с и минимальную возможную глубину залегания слоя со скоростью более 7 км/с. Эти данные могут быть использованы для выделения не основных типов коры, а некоторых ее подтипов.

Ниже на основании изложенных критериев выделяются шесть основных типов коры, которые в свою очередь подразделяются на 19 подтипов (см. таблицу). В процессе выделения типов и подтипов коры ис-

Типы сейсмических моделей в земной коре

Тип	Подтип	Основные параметры моделей						Примеры
		мощность коры H_M , км	время t_0 , с	Средняя скорость в консолидированной коре V , км/с	мощность слоя со скоростью ~ 6 км/с h , км	мощность осадков со скоростями < 6 км/с, км	время $t_{0ф}$, с	
Континентальная	I толстая	<u>45—70*</u> а — низкоскоростная 55—70 б — нормальная 45—55 в — высокоскоростная 45—55	8—12 10—12 8—10 8—9	<u>6,2—6,6</u> <u>6,2—6,3</u> <u>6,4—6,5</u> <u>6,6—6,7</u>	15 20—30 15—25 10—15	0—5 3—5 0—2 0—1	0—2 1—2 0—1 0—1	Альпы, Кавказ, Памир Тянь-Шань Урал, Скалистые горы
	II нормальная	<u>35—50</u> а — низкоскоростная 35—40 б — нормальная 40—35 в — высокоскоростная 35—40	7—8	<u>6,4—6,6</u> <u>6,4</u> <u>6,5</u> <u>≥6,6</u>	>10	0—4	0—1	Скифская плита, Западно-Сибирская платформа Восточно-Европейская, Сибирская, Северо-Американская платформы Блоки Балтийского, Канадского щитов
	III тонкая	<u>25—35</u> а — тонкая, низкоскоростная 25—30 б — нормальная 30—35 в — толстая, высокоскоростная 30—35	6—7	<u>6,1—6,3</u> <u>6,1</u> <u>6,1—6,2</u> <u>6,2—6,3</u>	15	0—3	0—1	Французский массив Герциниды Западной Европы Чешский массив
Переходная	IV микротиненты	<u>15—30</u> а — низкоскоростная, толстая 25—30 б — высокоскоростная, тонкая 15—25	5—7	<u>6,4—6,7</u> <u>6,4—6,5</u> <u>6,5—6,7</u>	10 8—12 4—7	0—2	0—1	Шотландия, Камчатка, Шетландские острова Плато Роккол, Фареро-Исландский порог, хр. Броккен

Таблица (продолжение)

Тип	Подтип	Основные параметры моделей						Примеры	
		мощность коры H_M , км	время t_0^M , с	Средняя скорость в консолидированной коре \bar{V} , км/с	мощность слоя со скоростью ~ 6 км/с h , км	мощность осадков со скоростями > 6 км/с, км	время $t_{\text{эф}}$, с		
Переходная	V глубокие прогибы		15—40	5—13	6,3—6,8	0—5	5—20	2—8	Западно-Сибирская плита, Чу-Сары-суйская впадина Прикаспийская, Днепровско-Донецкая, Вилюйская, Рейнский грабен Впадины Черного, Средиземного морей Ферганская, Южно-Каспийская, Венгерская впадины Тунгусская синеклиза, Донбасс
		<i>a</i> — нормальная малая мощность осадков	25—40		6,4—6,5	2—5	4—8	2—3	
		<i>b</i> — высокоскоростная толстая	30—35		6,6—6,7	0—2	10	3—5	
		<i>v</i> — высокоскоростная тонкая	15—25		6,4—6,5	0	10	3—5	
		<i>z</i> — низкоскоростная некомпенсированная нормальная	25—40		6,3—6,5	3—10	10	4—8	
	<i>d</i> — нормальная, большая мощность высокоскоростных осадков	35—40		6,4—6,6	3—10	8	2—3		
Океаническая	VI		4—15	1—2	6,6—7,0	0	0—2	0—1	Срединные хребты, абиссальные впадины Атлантики, востока Тихого океана Впадины запада Тихого океана Океанические поднятия
		<i>a</i> — тонкая	4—6						
		<i>b</i> — средняя <i>v</i> — толстая	7—10 10—15						

* Подчеркнуты параметры, определяющие данный тип или подтип.

пользовались не только сейсмические модели, но и характер волнового поля. Для этого рассматривались годографы опорных волн [2]. Как видно из рис. 1, по этим годографам можно определить все основные параметры скоростной модели земной коры: $t_{0\phi}$ и t_{0M} характеризуют мощность осадочного чехла и всей коры, V_s волны, отраженной от границы M — среднюю скорость в коре, а с учетом величины $t_{0\phi}$ — среднюю скорость в консолидированной ее части. Кажущиеся скорости волны P_g на

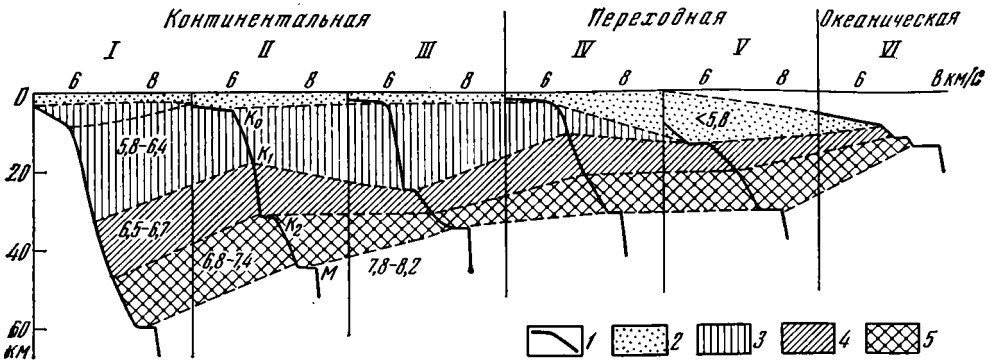


Рис. 2. Сейсмические модели главных типов земной коры

1 — кривая изменения скоростей продольных волн с глубиной; 2—5 — основные слои земной коры и величины характерных пластовых скоростей для них: 2 — осадочный слой ($<5,8$ км/с), 3 — верхний слой консолидированной коры (5,8—6,4), 4 — промежуточный (6,5—6,7), 5 — нижний (6,8—7,4 км/с). I—VI — типы земной коры, K_0 — поверхность фундамента, K_1 и K_2 — границы в консолидированной коре, M — граница Моховичича

удалении до 150 км от источника и волны P_n на удалении в 300—400 км соответствуют скоростям в верхней части коры и в верхах мантии. Скорости волны P_g на удалении от источника в 150—300 км отвечают скоростям в низах коры. Для объективности классификации моделей земной коры мы использовали перечисленные параметры опорных волн,

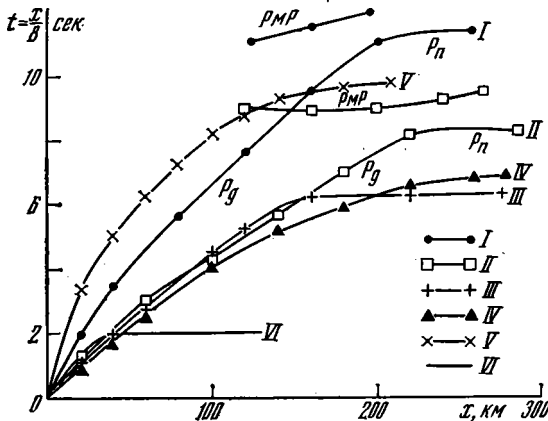


Рис. 3. Обобщенные годографы основных волн для шести основных типов земной коры (I—VI), приведенных на рис. 2. Цифры в условных обозначениях соответствуют типу коры. Обозначения волн те же, что и на рис. 1

т. е. выделению основных типов коры и их подтипов предшествовал анализ наблюдаемых годографов и разделение их на соответствующие группы (рис. 2, 3).

ТИПЫ ЗЕМНОЙ КОРЫ

I тип характеризуется максимальной толщиной земной коры (50—70 км) и соответственно большими t_{0M} (8—12 с). Он наблюдается в районах новейшего горообразования, где высокий рельеф сопровождается «корнями гор». По средней скорости в консолидированной коре и по структуре коры можно выделить несколько подтипов (рис. 4, таблица):

а. Кора с наименьшими скоростями (6,2—6,3 км/с) наблюдается для Альп, Кавказа, Памира [5, 8]. Для этих областей характерно также наличие в коре зон инверсии скоростей. Относительно низкими скоростями отличаются в этих областях и верхние слои фундамента.

б. Кора, средние скорости в которой могут считаться нормальными для континентальной коры ($\bar{V} \sim 6,4$ —6,5 км/с). Примером служит Тянь-Шань [8]. При переходе от платформ к этим областям увеличивается лишь мощность коры, но не средняя сейсмическая скорость в ней. В основном утолщаются нижние слои коры.

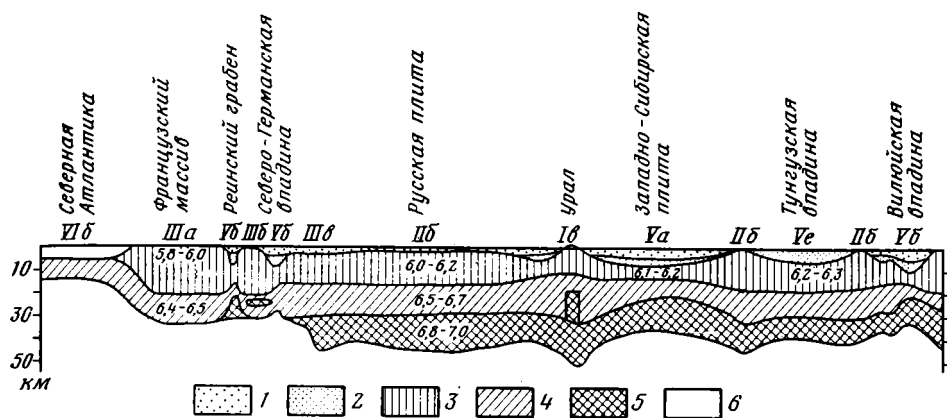


Рис. 4. Схематический разрез земной коры северной части Евразийского континента (номерами отмечены основные типы, буквами — подтипы земной коры): слои земной коры со скоростями сейсмических волн: 1 — менее 4 км/с, 2 — от 4 до 6 км/с — осадочный чехол, 3 — 5,8—6,4 км/с, верхний этаж консолидированной коры, 4 — 6,5—6,7 км/с — промежуточный этаж, 5 — 6,8—7,4 км/с, нижний высокоскоростной этаж, 6 — более 7,8 км/с, мантия

в. Подтип, характерный для Урала и Скалистых гор [5, 11]. Здесь в коре отмечены высокоскоростные включения (до 7 км/с), но «корни» этих гор незначительны по глубине.

Три выделенных подтипа земной коры различаются и другими геофизическими полями. Низкоскоростной коре (подтип Ia) соответствуют гравитационные минимумы, повышенный тепловой поток, отрицательные магнитные аномалии. Высокоскоростной коре (подтип Ic), напротив, свойственны положительные аномалии магнитного и гравитационного полей и нормальный тепловой поток.

II тип наиболее распространен на континентах. Мощность коры около 40 км ($t_0^M = 7$ —9 с); средняя скорость в консолидированной части $\bar{V} \sim 6,5$ км/с. Этот тип характерен для платформ с небольшой мощностью осадочного чехла (не более 2—3 км — $t_{об} \sim 1$ с) и для кристаллических щитов. Скоростную модель этого типа и наблюдаемую для него систему годографов (рис. 1) можно считать опорной для континентов [4, 5].

В этой модели достаточно четко выделяются при отмеченных выше структурных этапах со скоростями 5,8—6,4, 6,5—6,7 и 6,8—7,5 км/с. Мощности этажей приблизительно одинаковы: 10—15 км каждый. Иногда этажи разделены устойчивыми сейсмическими границами K_1 и K_2 . Но свойства этих границ разные. Граница K_1 прослеживается лишь по обменным и иногда отраженным волнам. Можно предполагать, что она представлена инверсионными пачками, а существенной разницы в скоростях между верхним и средним этапами не существует. Различаются эти этажи вертикальным градиентом скорости, величинами намагниченности и плотностями пород, наличием в средней части коры зон инверсии. Но изменение большей части этих характеристик происходит постепенно. Более четко разделяются эти этажи степенью расслоенности, характером горизонтальной неоднородности, реологическими свойствами:

верхний этаж, несомненно, более жесткий, он разбит разломами на вертикальные блоки.

Нижний структурный этаж отделен на древних платформах от промежуточного сейсмической границей K_2 . Он имеет отличный состав от двух верхних этажей: средняя пластовая скорость в нем 6,8—7,0 км/с. Мощность его выдержана, и он облекает поверхность мантии, повторяя форму границы M .

Этот тип земной коры, хотя он занимает, по-видимому, половину площади всех континентов, трудно разделить на значительное число существенно различающихся между собой подтипов. Выдержанность мощностей и скоростей отдельных этажей и, особенно, средних параметров является характерной особенностью коры данного типа. Однако по преобладающим скоростям в верхнем этаже и по глубине до границы K_2 можно выделить три подтипа (рис. 4, таблица): *a* — низкоскоростную, *b* — нормальную и *в* — высокоскоростную кору.

Первая характерна для молодых платформ, в фундаменте которых часто наблюдается два слоя со скоростями 5,8—6,0 и 6,0—6,2 км/с. К этому подтипу относятся Скифская, Западно-Сибирская, Туранская молодые платформы [5]. Такой же вид скоростной модели наблюдается в древних прогибах, заполненных метаморфизованными породами с относительно пониженными скоростями (например, вал Карпинского).

Нормальная по скоростям кора (6,0—6,2 км/с по поверхности фундамента, глубина до границы K_2 более 25 км) характерна для большей части Восточно-Европейской, Сибирской и Северо-Американской платформ [5, 9, 11].

Высокоскоростная кора этого типа отличается большими скоростями по поверхности фундамента (6,3—6,4 км/с) и малыми глубинами до границы K_2 (20—25 км). Она встречается внутри отдельных блоков Балтийского и Канадского щитов, Енисейского кряжа [1, 5, 7].

Геофизические поля этого типа земной коры имеют ряд отличительных особенностей: поле теплового потока в основном пониженное, спокойное; небольшое его возрастание можно наблюдать в пределах молодых платформ с утоненной корой. Магнитное и гравитационное поля, напротив, резко дифференцированы и отражают сложную блоковую структуру фундамента.

III тип — утоненная, низкоскоростная кора внешних частей континентов (рис. 4, 5). Мощность коры 25—30 км ($t_0^M=6-7$ с), средняя сейсмическая скорость в консолидированной части 6,1—6,3 км/с. Такая кора характерна для молодой платформы Западной Европы [8]. Эта, несомненно, необычная для континентов кора приурочена к участкам повышенного теплового потока. Внутренняя структура коры этого типа отличается от предыдущего отсутствием нижнего этажа со скоростями более 6,8 км/с. Прослой с этими скоростями встречаются иногда в средней части коры, но они невелики по мощности.

Этот тип коры можно разделить на следующие подтипы: *a* — аномально тонкая кора (25 км) с низкими скоростями (скорость в ее нижних слоях не превышает 6,4 км/с); *b* — нормальная кора около 30 км мощностью, с высокоскоростными включениями толщиной 2—3 км и с сейсмическими скоростями 6,8—7,0 км/с; *в* — увеличенная по толщине (около 35 км) и по сейсмическим скоростям кора: скорости постепенно увеличиваются с глубиной от 6,0 до 6,7 км/с; часто наблюдаются инверсии в средних слоях.

Примером первого подтипа является земная кора Центрального Французского массива, второго — восточной части Западной Европы, третьего — кора Чешского массива.

Геофизические поля и степень горизонтальной неоднородности земной коры данного типа существенно отличаются от предыдущего. Поле теплового потока крайне неоднородно, намечается корреляционная связь между мощностью земной коры и величиной потока. Магнитное поле, напротив, очень спокойное [8].

IV тип не отличается от предыдущего по мощности коры (в среднем это 15—30 км), но он характеризуется существенно большими средними скоростями, достигающими 6,6 км/с. Такие же средние скорости отмечались и для коры древних платформ (II тип), но внутренняя структура коры этих двух типов существенно различна. Во всех предыдущих типах мощность верхнего слоя, со скоростями около 6,0 км/с, составляла не менее 10 км, а средние скорости в коре имели большие значения только в результате влияния нижнего высокоскоростного слоя. В данном типе повышенные средние скорости получаются за счет сокращения толщины слоя со скоростью 6 км/с до 5—10 км.

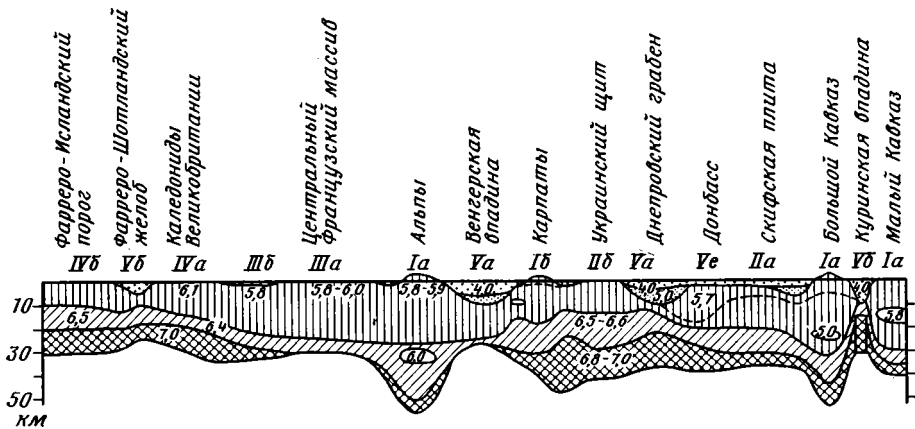


Рис. 5. Схематический разрез земной коры Европейского континента от Исландии до Кавказа. Обозначения те же, что на рис. 4

Рассматриваемый тип коры следует отнести к переходному между континентальным и океаническим. Наблюдается он на краях континентов (например, на севере Великобритании) и в пределах микроконтинентов (плато Роккол, Фареро-Исландский порог (рис. 5), хребт Броккен и др. [6, 8]). В последнем случае он коррелируется с отрицательными аномалиями Буге.

Этот тип коры изучен еще слабо и для его деления на подтипы нет достаточных данных. Мы ограничились выделением двух подтипов, различающихся мощностью коры и средней скоростью в ней: *а* — толстая (25—30 км) и низкоскоростная кора и *б* — тонкая (15—25 км) высокоскоростная кора. Между толщиной коры и средней скоростью в ней для этого типа существует обратная корреляционная связь.

V тип охватывает разнообразную по мощности кору (от 15 до 40 км). Объединяющим признаком является большая толщина осадочного чехла: более 5—10 км (t_0^M — 3—8 с). Этот тип коры характеризуется определенными структурными особенностями в пространстве, и поэтому его нельзя представить скоростным разрезом просто как функцию скорости от глубины $v(z)$. Это глубокий осадочный бассейн, ограниченный или крутыми бортами, или пологими склонами соседних платформенных структур (рис. 5, 6). Он может иметь изометричную или линейную форму.

Типичной особенностью глубинного строения впадин является подъем границы *M* и поверхностей высокоскоростных слоев. В результате сокращается мощность консолидированной коры при сокращении или полном выпадении верхнего слоя со скоростями около 6 км/с и увеличивается средняя скорость в этой части коры до 6,8 км/с.

В большей или меньшей степени эти особенности можно отметить для всех осадочных бассейнов: глубоких платформенных прогибов (таких, как Днепровско-Донецкий, Прикаспийский, Вилюйский, Северо-

Германский), для глубоких частей внутренних и краевых морей (Черного, Средиземного, Баренцева, Норвежского, Охотского), для межгорных прогибов (например, для Куринской впадины) и для грабенов (Рейнского, Байкальского, Красного моря). Сохраняя общие структурные особенности, эти впадины имеют и много различий в своем строении.

Общей является обратная корреляционная зависимость между глубиной до поверхности фундамента и до границы M и K_2 , т. е. для этих впадин характерны «антикорни».

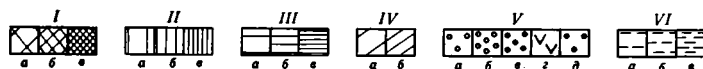
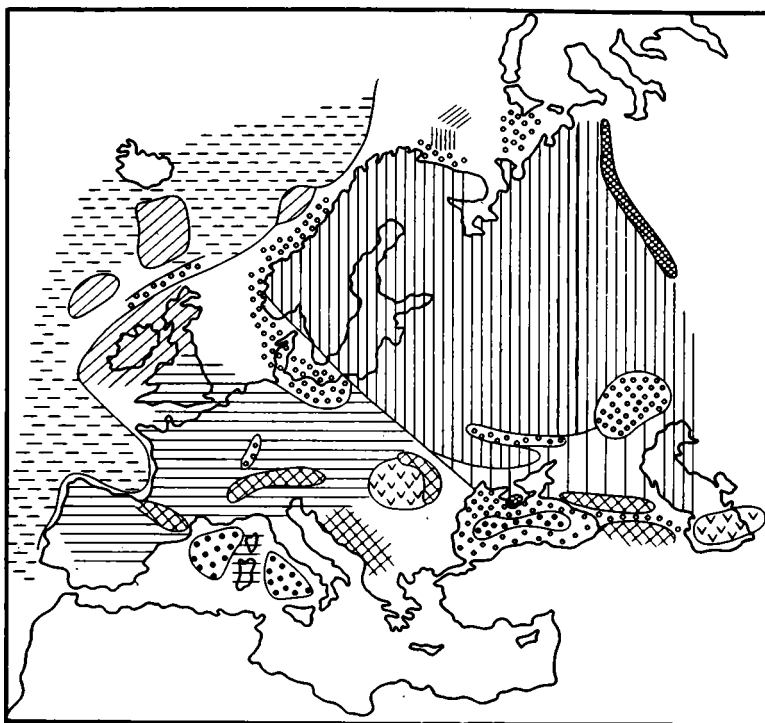


Рис. 6. Схема распределения разных типов земной коры на территории Европы: I—VI — основные типы земной коры, показанные на рис. 2 и описанные в тексте, буквами обозначены подтипы коры, приведенные в таблице

Недостаток масс, связанный с мощным накоплением легких осадков, компенсируется подъемом тяжелых мантийных пород, а иногда и включениями высокоплотного материала в средние и верхние слои коры (как это наблюдается в Куринской впадине [4]). Поэтому в гравитационном поле такие впадины отрицательными аномалиями не выражены. Наоборот, местами они характеризуются положительными аномалиями силы тяжести [1].

В основу выделения подтипов коры в этом случае мы положили характер компенсации осадочных толщ впадин глубинными неоднородностями: степень выразительности «антикорня» по границе M , наличие внутрикоровых высокоскоростных внедрений, толщину слоя с низкими скоростями (менее 6,4 км/с). Используя эти признаки, а также мощности осадков и консолидированной коры и скорости в них, кору этого типа можно разбить на пять подтипов:

а. Этот подтип характеризуется слабо развитым «антикорнем», наличием слоя с «гранитными» скоростями — 6,1—6,4 км/с, относительно небольшой мощностью осадков (не более 10 км). Примером таких впа-

дин является северная часть Западной Сибири, Чу-Сарысуйская впадина [5].

б. Следующий подтип — впадины с мощностью осадочного чехла более 10 км с почти полным отсутствием слоев консолидированной коры со скоростями менее 6,5 км/с, с четко выраженным подъемом границы M или K_2 . Однако суммарная мощность коры этого подтипа остается значительной — 30—35 км. Осадочный чехол таких впадин представлен обычно толщей с постепенно увеличивающейся скоростью с глубиной от 3,0 до 6,0 км/с. Большая часть его сложена плотными породами со скоростями более 4 км/с.

Примерами таких впадин являются глубокие платформенные прогибы: Прикаспийский, Днепровско-Донецкий, Вилуйский, Польско-Германская впадина, Рейнский грабен, впадины в Норвежском и Баренцовом морях [5, 8].

в. Этот тип близок к предыдущему, но для него характерно еще большее сокращение мощности консолидированной коры. Это глубоководные впадины внутренних и окраинных морей, заполненные низкоскоростными осадками (скорости менее 5,0 км/с), общая мощность коры 15—25 км.

г. Существенно другой структурой отличается следующий подтип, его можно назвать аномальным. При большой мощности низкоскоростных осадков в нем практически не наблюдается «антикорней» по границе M и высокоскоростных внедрений в средней части коры, т. е. это некомпенсированные впадины. Сюда относятся впадины: Ферганская, Южно-Каспийская, Южно-Таджикская, Венгерская. Этим структурам соответствуют обычно крупные аномалии в геофизических полях — минимумы силы тяжести и повышенные тепловые потоки. Особенно уникальна структура Южно-Каспийской впадины, заполненной на всю глубину, до 20 км, осадками со скоростями менее 4 км/с при отсутствии соответствующего подъема границы M . Во времена пробега сейсмических волн она отличается максимальными значениями ($t_{\phi} = 9,0$ и t_0^M более 13 с). Такие значения больше нигде не зафиксированы.

д. Еще один подтип земной коры образуют глубокие бассейны, заполненные метаморфизованными, плотными породами (Тунгусская впадина, Донбасс). По скоростной модели они близки ко второму типу коры (подтип IIa), но отличаются большой мощностью осадочного чехла и наличием небольших «антикорней» по границе M . Нужно сказать, что этот подтип земной коры не нарушает закона уравновешенности всей коры в целом. Слабовыраженные «антикорни», и даже их отсутствие, и нормальный скоростной разрез консолидированной коры согласуются с высокими сейсмическими скоростями и высокими плотностями осадочного чехла. Последний можно считать уже частью «сейсмического фундамента» (t_{ϕ} для этих впадин сопоставимы с платформенными).

VI тип — кора океанических бассейнов. Она еще мало изучена и поэтому кажется устроенной просто. В ней можно наметить столько же структурных этажей, что и в континентальной коре: осадочный чехол (первый океанический слой), слой со скоростями 5,6—5,8 км/с, (второй океанический), который близок по скоростям к гранито-гнейсовому слою континентальной коры, но сложен осадками и базальтами, и два слоя со скоростями 6,3—6,5 и 7,2—7,4 км/с, сходные в этом отношении с промежуточным и нижним слоем континентальной коры [12]. Главное отличие этого типа от всех предыдущих — это малая мощность коры и отсутствие слоя со скоростями 6,0—6,3 км/с, толщина которого на континентах, включая микроконтиненты, составляет более 10 км.

Деление океанической коры на подтипы возможно пока по ее мощности: а — это тонкая кора с мощностью 5—7 км, она наблюдается на огромных пространствах абиссальных впадин Атлантики, восточной части Тихого океана и в пределах срединных океанических хребтов; б — кора средней мощности (8—10 км), характерная для западной половины Тихого океана; в — толстая океаническая кора (более 10 км), встречается в пределах подводных поднятий [3, 7, 12].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Используя в качестве основных признаков толщину коры, толщину осадочного чехла и среднюю сейсмическую скорость консолидированной части коры, оказалось возможным выделить шесть основных типов коры и разделить их на 19 подтипов. Не подлежит сомнению, что эти типы и подтипы отражают различную эндогенную историю соответствующих областей земной коры (рис. 6). Было бы в высшей степени интересно эту историю восстановить. Очень важно было бы использовать типизацию особенностей глубинного строения коры для выяснения причинно-следственных взаимоотношений между процессами в коре. Например, компенсация накопления мощных осадков в прогибе земной коры «антикорнем» ставит вопрос, явилось ли прогибание следствием подъема границы *M* или прогибание коры и накопление осадков было причиной изменения формы этой границы. И какой механизм обеспечивал сохранение в этой сложной системе гравитационного равновесия.

Авторы сознательно отстранились на этой стадии от подобных вопросов, ограничив себя рассмотрением чисто структурных критериев классификации типов земной коры.

Литература

1. *Беляевский Н. А.* Земная кора в пределах территории СССР. М.: Недра, 1974. 243 с.
2. *Гизе П., Павленкова Н. И.* Методика обобщения материалов ГСЗ о скоростном строении и структуре земной коры. Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1975, № 8, с. 28—36.
3. *Косминская И. П.* Метод глубинного сейсмического зондирования земной коры и верхов мантии. М.: Наука, 1968. 227 с.
4. *Павленкова Н. И.* Структура литосферы и задачи сейсмических исследований.— В кн.: Исследование Земли направленными сейсмическими источниками. М.: Наука, 1981, с. 48—63.
5. Сейсмические модели литосферы основных геоструктур территории СССР/Отв. редакторы Зверев С. М., Косминская И. П. М.: Наука, 1980. 179 с.
6. *Carlson R. L., Christensen N. I., Moore R. P.* Anomalous Crustal structures in ocean basins: continental fragments and oceanic plateaux.— *Earth and Planet. Sci. Letters*, 1980, v. 51, p. 171—180.
7. *The Earth's crust and upper mantle/Ed. Hart R. J.* Geophysical Monograph 13. Washington: D. C. 1969. 735 p.
8. *Explosion Seismology in Central Europe, Data and Results, /Ed. Giese P., Prodehl C., Stein A.* Berlin, 1976. 429 p.
9. *Healy J. H., Warren D. H.* Explosion seismic studies in North America.— *Amer. Geophys. Union Mon.*, 1969, v. 13. 240 p.
10. *Pavlenkova N. I.* Generalized geophysical model and dynamic properties of the continental crust.— *Tectonophysics*, 1979, v. 59, p. 381—390.
11. *Prodehl C.* Crustal structure of the Western United States.— *U. S. Geol. Surv. Prof. Paper* 1034, 1979, 74 p.
12. *Raitt R. W.* The crustal rocks in the Sea/Ed. Hill M. H. N. Y. 1963. 85 p.

Институт физики Земли
АН СССР им. О. Ю. Шмидта

Поступила в редакцию
11.I.1984

УДК 551.242.2(267)

ЛЕВЧЕНКО О. В., МЕРКЛИН Л. Р., НЕПРОЧНОВ Ю. П.

**СКЛАДЧАТЫЕ СТРУКТУРЫ
В ЦЕНТРАЛЬНОЙ КОТЛОВИНЕ ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА**

На основе анализа данных непрерывного сейсмического профилирования (НСП) 58-го рейса НИС «Витязь», 25-го рейса НИС «Дмитрий Менделеев» и 32-го рейса НИС «Академик Курчатов» в Центральной котловине Индийского океана выделена и околитурирована область распространения складчатых деформаций в осадочной толще северо-восточного простирания. Сделано предположение о приуроченности этой области к крупным левосторонним сдвиговым нарушениям океанской земной коры.

ВВЕДЕНИЕ

Северная часть Центральной котловины Индийского океана выделяется среди других абиссальных котловин Мирового океана необычным комплексом геофизических характеристик: высокой современной сейсмичностью, повышенными значениями теплового потока, интенсивными деформациями осадочной толщи и фундамента [9, 19, 20]. Подобные явления не типичны для внутренних районов литосферных плит и обычно наблюдаются только на их внешних границах, тогда как Центральная котловина лежит внутри единой Индо-Австралийской плиты [2, 10]. Это кажущееся противоречие является одной из главных причин растущего интереса исследователей к этому району.

Впервые своеобразные складчатые деформации осадочной толщи глубоководных котловин Мирового океана были обнаружены в северо-восточной части Индийского океана в 19-м рейсе НИС «Вима» (1963 г.), а в 14-м рейсе НИС «Конрад» (1971 г.) на одном из участков зоны деформаций (6,5—7,5° ю. ш.) была выполнена специальная полигонная съемка методом НСП, по результатам которой удалось определить предположительно субширотное и восток-юго-восточное (101°) простирание складок и разрывных нарушений [15]. В работах о структуре осадочной толщи Бенгальского глубоководного конуса выноса всюду отмечается наличие деформированных осадков под горизонтально-слоистыми [3, 12, 13, 16].

Сравнительно недавно был опубликован краткий обзор зарубежных данных о структуре и природе зон внутриплитовых деформаций Индийского океана [20]. Основные выводы этого исследования сводятся к следующему: 1) интенсивные деформации осадочной толщи обнаружены только в южной части Бенгальского и, возможно, Никобарского феннов; 2) в пределах Бенгальского фена (северная часть Центральной котловины) имеется два типа складчатых структур — крупномасштабные (100—300 км) с общей амплитудой по фундаменту 1—3 км и мелкомасштабные (5—20 км); 3) северо-восточные простирания выделенных зон деформаций вблизи Восточно-Индийского хребта западнее меняются на широтные и даже северо-западные; 4) интенсивные внутриплитовые деформации осадочной толщи и фундамента в Центральной котловине отвечают одной из главных стадий Гималайского орогенеза в позднем миоцене при повторном столкновении Индии с Азией; 5) в настоящее время недостаточно данных, подтверждающих как существование в северной части Индо-Австралийской плиты конвергентной границы и зоны субдукции согласно гипотезе о нарождающейся островной дуге [19], так и наличие границы левостороннего сдвига между Индийской и Австралийской плитами вдоль северного сегмента Восточ-

но-Индийского хребта [18], хотя последнее, как полагают, убедительнее объясняет наблюдаемые аномальные явления [20].

Отечественные материалы НСП в Центральной котловине Индийского океана были получены в 58-м рейсе НИС «Витязь» (1976 г.), в течение которого были обнаружены крупные складчатые структуры на севере котловины и зона деформаций осадочной толщи и фундамента на 5—7° ю. ш. [5, 9]. Совместный анализ данных батиметрии и НСП позволил определить генеральное северо-восточное простирание зоны деформаций, имеющей в меридиональном сечении ширину 150—200 км, а также субширотное простирание грядовых форм внутри зоны. При этом нашла свое место выделенная ранее по данным ГСЗ и точечных зондирований МОВ зона блоковых опусканий фундамента, которая протягивается еще севернее, до 5° с. ш. [8].

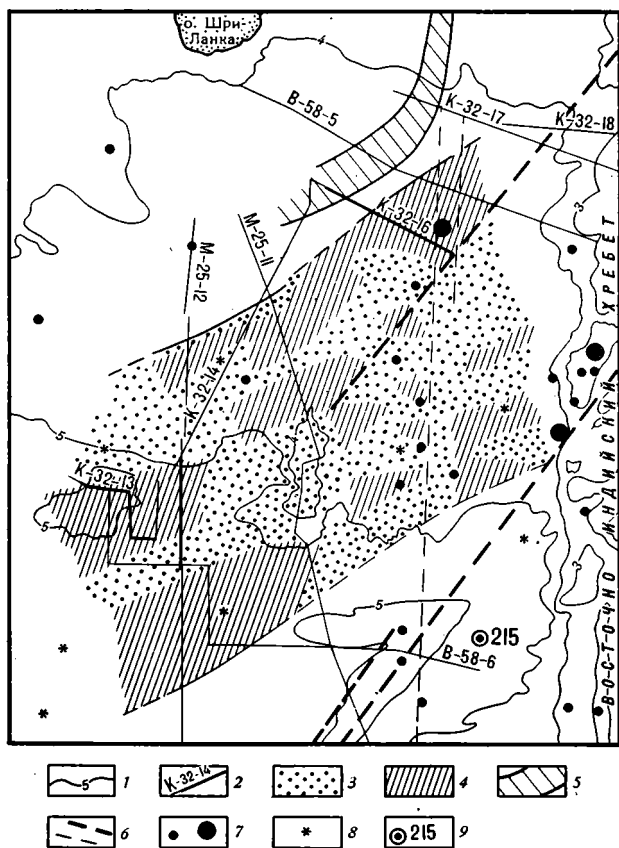


Рис. 1 Схема элементов тектоники северной половины Центральной котловины Индийского океана

1 — изобаты, км; 2 — профили НСП, толстой линией выделены фрагменты, приведенные на рис. 2—4; 3 — область складчатых деформаций осадочной толщи; 4 — антиклинальные складчатые структуры; 5 — Южно-Бенгальский хребет (хребет 85° в. д.) [6]; 6 — разломные нарушения; 7 — эпицентры землетрясений (по [1, 18]); 8 — точки повышенного теплового потока (по [20]); 9 — скважины глубоководного бурения

Исследования в этой области деформаций осадочной толщи и фундамента были продолжены в 25-м рейсе НИС «Дмитрий Менделеев» (1980 г.) и 32-м рейсе НИС «Академик Курчатов» (1981 г.), в течение которых в Центральной котловине было выполнено несколько маршрутных профилей общей протяженностью свыше 8300 км, в том числе меридиональный профиль вдоль 80° в.д.—от 3° с.ш. до 20° ю.ш. (рис. 1) [6]. Этими исследованиями были выявлены новые, ранее неизвестные участки в пределах северной части Центральной котловины, в которых на записях НСП наблюдались складчатые деформации осадочной толщи различной степени интенсивности. Все эти участки, или зоны, деформаций в плане занимают некую область, имеющую северо-восточное простирание от 8—10° ю. ш. до 3—5° с. ш. [4]. Ниже приводится краткий анализ материалов НСП, полученных в экспедициях Института океанологии АН СССР по зонам деформаций, и оцениваются возможные механизмы их образования.

Стратифицированные осадки (горизонтально-слоистые в первоначальном залегании) являются весьма чувствительным индикатором постседиментационных тектонических движений. На сейсмических разрезах внутри стратифицированных осадков Бенгальского залива и Центральной котловины наблюдается четкое несогласие: нижнюю часть стратифицированной толщи составляют слабдеформированные осадки позднемiocенового — среднеiocенового возраста, которые перекрыты горизонтально-слоистыми осадками четвертичного — позднемiocенового возраста, образующими ровную поверхность дна [5, 16]. На отдельных участках северной половины Центральной котловины эта спокойная картина аккумулятивной равнины нарушается, и горизонтально-слоистые осадки осложняются интенсивными складчатыми деформациями, выраженными в рельефе дна.

На региональном профиле М-25-11, пересекающем котловину в северо-восточном направлении, деформации осадочной толщи и фундамента амплитудой от десятков до сотен метров наблюдаются как южнее, так и севернее поднятия Афанасия Никитина (рис. 1). Наиболее отчетливо они проявляются на протяженном участке от 2° ю. ш. до экватора, где обнаружено три поднятия нижней деформированной части терригенных осадков, выраженных в рельефе дна в виде холмов высотой 100—400 м. Каждое такое поднятие захватывает по ширине 30—40 км и представляет собой серию асимметричных складок с более крутым южным крылом. Интенсивность складчатости в трех этих поднятиях возрастает в южном направлении по мере приближения к горе Афанасия Никитина. В северном поднятии амплитуды складок составляют не более 100—150 м, тогда как в южном превышают 500 м. Этим складкам внутри осадочной толщи соответствуют выступы в рельефе поверхности фундамента, что хорошо видно на южном поднятии, где мощность осадков не превышает 1 км.

На меридиональном профиле М-25-12 (вдоль 80° в. д.) выделяются четыре зоны интенсивных складчатых деформаций от экватора до 9° ю. ш. Самая северная зона деформаций (0°30'—1°30' ю. ш.) представляет собой сравнительно пологое холмистое поднятие в рельефе дна шириной 90 км, которое образовано серией асимметричных складок с крутым южным крылом. Максимальное превышение поднятия над окружающей котловиной составляет около 600 м, а его полная амплитуда по отражающим границам внутри осадочной толщи с учетом погруженных склонов достигает 1 км. Амплитуды отдельных складок составляют 100—300 м и сохраняются практически постоянными по всему разрезу осадочной толщи для каждой складки.

Следующая складчатая зона (4—5° ю. ш.) представляет собой еще более обширное поднятие, имеющее много общих морфологических признаков с северной зоной (рис. 2). На всем протяжении профиля между двумя этими зонами осадочная толща, за исключением самой верхней части, также смята в складки меньшей интенсивности. Верхние 100—150 м недеформированных осадков залегают субгоризонтально, создавая выровненную поверхность дна котловины между обоими поднятиями. Дальше по профилю отражающие границы в нижней части осадочной толщи приобретают слабоволнистый характер без видимых следов явных деформаций.

Обе южные зоны деформаций (6°20'—9°00' ю. ш.) представляют собой более пологие и меньшие по амплитуде поднятия (300—400 м) и расположены так близко друг к другу, что практически сливаются. Ширина каждой зоны составляет примерно 100 км. Здесь уже наблюдается резкое уменьшение мощности осадочной толщи до 300—400 м и менее, а также частичное изменение ее структуры. Морфологически оба эти поднятия очень похожи. Они имеют асимметричный профиль в меридиональном сечении с крутым южным склоном. На южной стороне каждого поднятия резко возрастает расчлененность рельефа фундамента и наб-

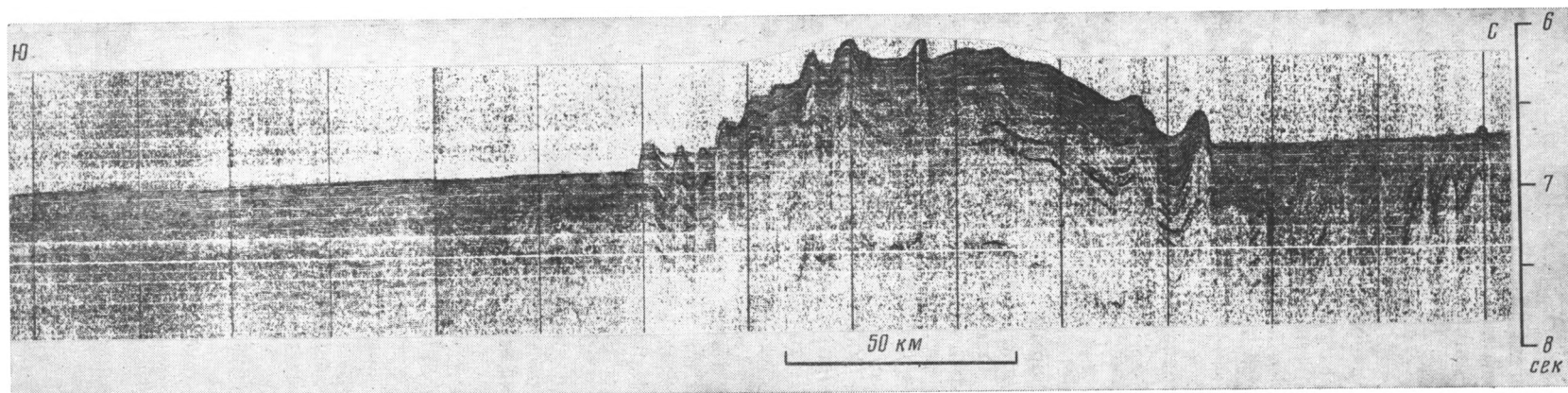
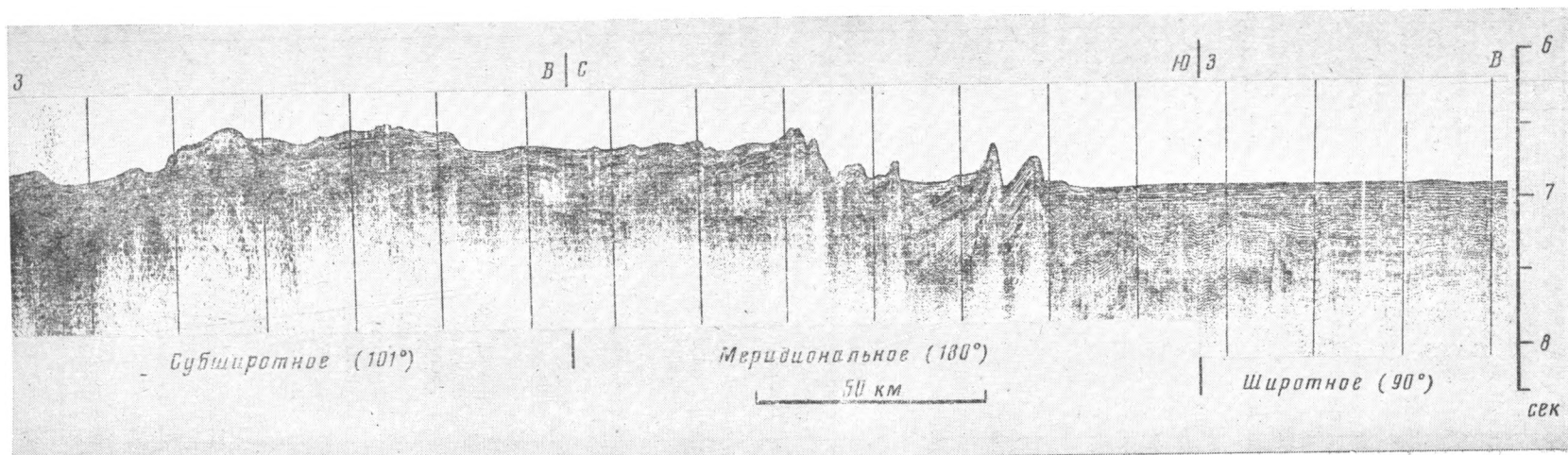


Рис. 2



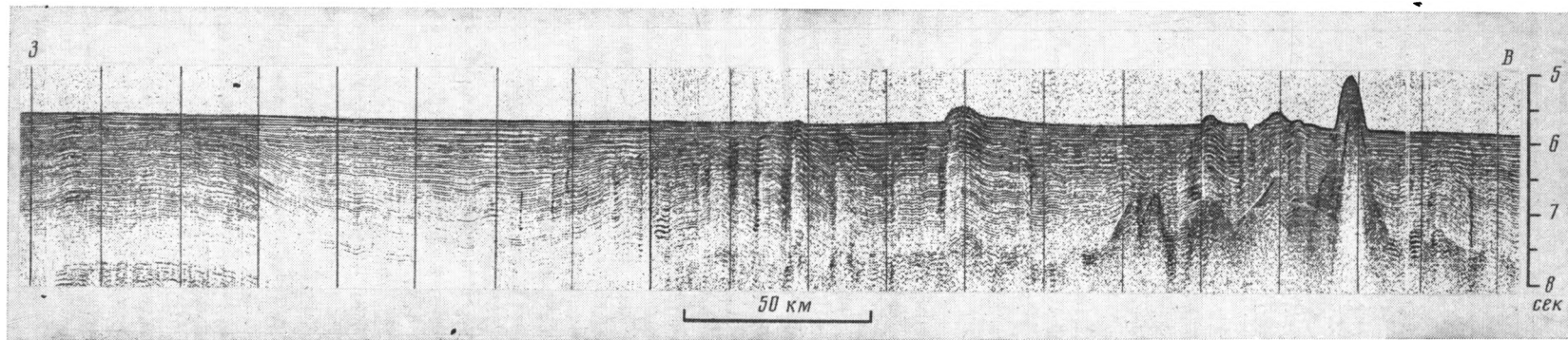


Рис. 4

Рис. 2. Фрагмент меридионального профиля М-25-12 (вдоль 80° в. д.) в зоне деформаций $4-5^{\circ}$ ю. ш. Положение всех цитируемых профилей показано на рис. 1

Рис. 3. Примеры складчатых деформаций в различных частях полигона на $4-5^{\circ}$ ю. ш., показывающие изменение морфологии складок на ортогональных галсах (профиль К-32-13)

Рис. 4. Пример складчатых деформаций на севере Центральной котловины (профиль К-32-16)

людается несколько его выступов в рельефе дна общей высотой 0,7—1,0 км. Сами складчатые деформации в осадочной толще здесь небольшие (50—100 м) и имеют асимметричную форму с более крутым южным крылом и в целом неплохо коррелируются с рельефом фундамента. В отличие от складчатых структур с большой мощностью осадков здесь взбросовые нарушения, выделяемые в фундаменте, уверенно прослеживаются и в осадочной толще. Дальше на юг из-за сокращения до минимума мощности осадочной толщи выявить внутри нее деформации по записям НСП не удастся.

РЕЗУЛЬТАТЫ ДЕТАЛЬНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Проведенное в 32-м рейсе НИС «Академик Курчатов» сейсмопрофилрование позволило детальнее рассмотреть структуру зоны деформаций на 4—5° ю. ш., где выполнен профиль К-32-13, состоящий из двух коротких меридиональных и двух широтных галсов. В сочетании с уже имеющимися двумя нашими профилями НСП, В-58-6 и М-25-12, они образуют полигон размером 100×100 миль. Хотя этот полигон целиком расположен в пределах, по-видимому, единой зоны деформаций, и расстояние между обоими меридиональными галсами профиля К-32-13 составляет всего 65 км, морфология и структура самой зоны деформаций на них существенно различаются.

На обоих восточных профилях НСП, М-25-12 (вдоль 80° в. д.) и К-32-13 (вдоль 79°27' в. д.), зона деформаций представляет собой обширное пологое поднятие в рельефе дна с максимальным превышением над окружающей котловиной до 600 м (см. рис. 2). Этому поднятию, ширина которого достигает 150 км, соответствует такое же поднятие фундамента. Южный склон его более крутой и более дислоцированный и, по-видимому, ограничен нарушением с амплитудой вертикального смещения ~0,5 км, в котором южный борт опущен. С удалением от основного поднятия амплитуды вертикальных смещений заметно уменьшаются. В пределах самого поднятия амплитуды складчатых деформаций практически одинаковы на протяжении всей осадочной толщи мощностью примерно 1 км, и им соответствуют подобные деформации в рельефе поверхности фундамента, приуроченные к нарушениям (см. рис. 2). Частично эти нарушения, по-видимому, прослеживаются внутри осадочной толщи и имеют, как и сами складки, субширотное простирание. В отдельных впадинах между гребнями складок горизонтально залегают недеформированные осадки мощностью до 50 м.

На меридиональных профилях НСП в западной части полигона, В-58-6 (вдоль 78°15' в. д.) и К-32-13 (вдоль 78°52' в. д.), зона деформаций выражена иначе, в виде ступенчатых подъёмов фундамента, которым соответствуют аналогичные ступени в рельефе дна (рис. 3). В целом амплитуда поднятия достигает 500 м. Оба эти профиля, по-видимому, пересекли расчлененный южный борт и свод крупной пологой морфоструктуры северо-восточного простирания [1]. На фоне этих крупных ступеней внутри осадочной толщи наблюдается ряд интенсивных асимметричных складок с крутым южным крылом амплитудой до 250 м. На северном субширотном галсе профиля К-32-13 в сводовой части поднятия сразу после поворота вместо этих узких асимметричных складок появляются обширные пологие структуры, степень расчлененности фундамента уменьшается (см. рис. 3). Аналогичное резкое «выполаживание» складчатых деформаций после поворота на широтный галс наблюдается у основания южного склона поднятия на профилях К-32-13 и В-58-6. Резкое изменение характера складчатых деформаций на ортогональных профилях НСП может свидетельствовать о том, что наблюдаемые асимметричные деформации представляют собой гряды субширотного простирания. Интересно отметить, что выделенные в этом районе линейные магнитные аномалии предположительно ориентированы в широтном направлении [17]. Основную роль в образовании этих грядовых форм, по-видимому, играют взбросы с приподнятым северным блоком.

В отличие от восточной части полигона, где мощность осадочной толщи в пределах поднятия постоянна, на западе одновременно с повышением дна наблюдается уменьшение ее мощности от 500—600 до 200—300 м. Верхний недеформированный слой более прозрачных осадков мощностью до 100 м залегает субгоризонтально (рис. 3).

На обоих южных широтных галсах наблюдается уступ в поверхности фундамента высотой до 700 м. Спокойное приклонение отражающих границ к стенке уступа свидетельствует о его образовании в предшествующее осадконакоплению время. Разломная стенка уступа, по-видимому, имеет субмеридиональное простирание, которое примерно совпадает с генеральным направлением гипотетической зоны разломов «Индра-ни», выделенной по данным магнитометрии [17], которая проходит в пределах полигона. Отмеченные различия в структуре и морфологии соседних участков этой зоны деформаций могут обуславливаться тем, что они находятся в пределах разных блоков коры.

Анализ и сопоставление всех профилей НСП в зоне деформаций 4—5° ю. ш. показывают, что зона имеет северо-восточное простирание, а отдельные гряды и складки внутри нее вытянуты в субширотном направлении.

На пересекающей котловину с юго-запада на северо-восток профиле К-32-14 слабые деформации осадочной толщи непрерывно прослеживаются от 4° ю. ш. до экватора, где их амплитуда несколько возрастает. На всем протяжении профиля деформированные осадки перекрыты горизонтально-слоистыми, мощность которых не превышает 0,3 км, а местами сокращается до минимума. На этом профиле нигде не наблюдаются обширные складчатые поднятия, подобные описанным выше. Только вблизи экватора (0°30' ю. ш.) складчатость проявляется в рельефе дна в виде нескольких асимметричных гряд максимальной амплитудой до 150 м.

Сразу севернее этих гряд исчезает четкое структурное несогласие внутри осадочной толщи. Непрерывные складчатые деформации отражающих границ в ее нижней части вначале сменяются отдельными крупными пологими волнообразными структурами, а далее наблюдается спокойное согласное субгоризонтальное залегание всех границ от океанского дна на всю глубину осадочного разреза.

В серии параллельных профилей НСП северо-западного простирания, расположенных на самом севере Центральной котловины, четкие складчатые структуры, частично выраженные в рельефе дна, лучше всего наблюдаются на самом южном профиле К-32-16 (рис. 4). На этом профиле горизонтальные отражающие границы в осадочной толще восточнее 84°30' в. д. становятся деформированными и только верхний осадочный слой мощностью до 100—150 м остается горизонтально-слоистым. Амплитуды отдельных складок не превышают 100 м. В отличие от южных зон деформаций здесь более крутыми являются северо-западные крылья складок. Серии складок образуют по крайней мере два антиклинальных поднятия амплитудой до 500 м, которые прослеживаются и севернее на профиле В-58-5.

На восточном конце профиля К-32-16 (86° в. д., 1°30' с. ш.) обнаружен выступ фундамента, возвышающийся над окружающей котловиной более чем на 550 м. У основания этой подводной горы с отметкой 3820 м поверхность фундамента имеет расчлененный характер. Большинству выступов фундамента соответствуют крупные конформные складки внутри осадочной толщи на всю ее мощность, которые местами проявляются в рельефе дна. Их амплитуда достигает 200 м.

Наряду с этими складками встречаются выступы фундамента, которые не выражены в структуре осадочной толщи и перекрыты недеформированными осадками. Сосуществование столь различных структур может свидетельствовать о длительной тектонической активности в этом районе, которая, по-видимому, продолжается и в историческое время. В окрестностях обнаруженной подводной горы с отметкой 3820 м отмечен эпицентр землетрясения магнитудой более 5 баллов [18]. Здесь же

проходит предполагаемая по данным магнитометрии зона нарушений на 86° в. д., считающаяся левосторонним горизонтальным сдвигом [17].

На профиле К-32-17 складчатых деформаций внутри осадочной толщи уже почти не видно. По-видимому, где-то здесь проходит северная граница области внутриплитовых складчатых деформаций осадочной толщи и фундамента Центральной котловины. Ее северо-восточное продолжение следует искать в пределах Восточно-Индийского хребта, где наблюдается несколько ступеней фундамента, допускающих существование нарушений северо-восточного простирания [6]. Наши данные НСП не опровергают предположений о субмеридиональных зонах нарушений в Центральной котловине («Индрани», «Индира» и «Зона 86° в. д.»), выделенных по данным магнитометрии, но они и не содержат убедительных доказательств их существования.

ТЕКТОНИКА ЗОН ДЕФОРМАЦИЯ

На всех субмеридиональных профилях НСП в Центральной котловине Индийского океана южнее экватора выделяются зоны складчатых деформаций осадочной толщи и фундамента, выраженных в рельефе дна в виде поднятий, которые сложены асимметричными грядами. Севернее экватора похожая зона деформаций обнаружена только в восточных частях профилей К-32-16 и В-58-5. Положение и границы области деформаций в целом и наиболее крупных складчатых структур в ее пределах показаны на рис. 1. Она захватывает по ширине около 900—1000 км и протягивается в северо-восточном направлении в пределы Восточно-Индийского хребта. Такое простирание структурно-тектонической зоны для северо-восточной части Индо-Австралийской плиты получено впервые. Ранее здесь выделяли или сейсмически активную зону о. Цейлон — Кокосовые острова северо-западного простирания, которую считали зарождающейся островной дугой [19], или меридиональную зону повышенной сейсмичности вдоль Восточно-Индийского хребта, которую предположительно принимали за границу сдвига между Индийской и Австралийской плитами [18].

Деформации океанской земной коры здесь могут быть обусловлены серией субпараллельных левосторонних сдвигов северо-восточного простирания, образующих крупную сдвиговую зону на севере Индо-Австралийской плиты. Возникновение такого рода нарушений внутри жесткой литосферной плиты неизбежно из-за различных скоростей и направлений подвига на ее северной (Гималаи) и северо-восточной (Зондский желоб) границах, что, в свою очередь, вызвано различной их природой [10]. В результате столкновения Индии с Тибетом на северной конвергентной границе в прилегающих районах литосферных плит распространяется горизонтальное напряжение сжатия. Для участков Индо-Австралийской плиты, расположенных с внешней стороны Зондского желоба, в котором она поглощается, горизонтальное напряжение сжатия, как показывают сейсмологические наблюдения, существенно меньше [14, 18, 19]. Сдвиговые нарушения в зоне сочленения двух жестких блоков литосферы внутри Индо-Австралийской плиты могли, по-видимому, происходить по направлению, близким к простиранию трансформных разломов Аравийско-Индийского хребта, возможно, пересекающих всю Центральную котловину в северо-восточном направлении. Они являются как бы унаследованными сдвигами. Время образования сдвигов совпадает со вторым, «твердым» столкновением Индии с Азией в позднем миоцене (в отличие от первого, «мягкого» столкновения в раннем эоцене) [13]. В это время первоначально недеформированная осадочная толща в области сдвиговых смещений была смята в интенсивные складки и местами разбита мелкими разрывными нарушениями.

Выделенная область деформаций косо ориентирована по отношению к генеральному субмеридиональному (северо-северо-западному) направлению существующих напряжений, а сами асимметричные складки и мелкие нарушения кулисообразно вытянуты вдоль простирания сдви-

га. В целом простирания максимального напряжения, главных сколов и сопряженных второстепенных деформаций хорошо удовлетворяют основным положениям сдвиговой тектоники [7, 11]. Повышенные значения теплового потока и высокая сейсмичность в области деформаций могут свидетельствовать о непрекращающейся тектонической активности сдвигов до настоящего времени. По аналогии с разломом Сан-Андреас здесь, по-видимому, кратковременные фазы сотрясений чередуются с продолжительными периодами медленного относительного перемещения блоков.

Предположение о существовании крупной сдвиговой зоны северо-восточного простирания на севере Индо-Австралийской плиты и сдвиговой природе наблюдающихся здесь деформаций осадочной толщи и фундамента носит гипотетический характер и нуждается в дальнейшем в тектонической и экспериментальной проверке.

Литература

1. Геолого-геофизический атлас Индийского океана. М.: ГУГК, 1975. 151 с.
2. *Зоненшайн Л. П., Савостин Л. А.* Введение в геодинамику. М.: Недра, 1979. 311 с.
3. *Керри Дж., Мур Д.* Осадочные и тектонические процессы в Бенгальском глубоководном конусе выноса и Бенгальской геосинклинали.— В кн.: Геология континентальных окраин. М.: Мир, 1978, т. 2, с. 327—339.
4. *Левченко О. В., Мерклин Л. Р., Непрочнов Ю. П.* Сейсмические данные о внутриплитовых деформациях в Индийском океане.— В кн.: Геология океанов и морей. Т. 2. М.: Изд. ИОАН СССР, 1982, с. 38—39.
5. *Мерклин Л. Р.* Центральная котловина — В кн.: Геология и геофизика дна восточной части Индийского океана. М.: Наука, 1981, с. 108—116.
6. *Милановский В. Е., Левченко О. В., Мерклин Л. Р.* Результаты сейсмических исследований в Красном море и Индийском океане в 32-м рейсе НИС «Академик Курчатов». — В кн.: Нефтегазогенетические исследования в Индийском океане. М.: Изд. ИОАН СССР, 1982, с. 140—157.
7. *Муди Дж., Хилл М.* Сдвиговая тектоника.— В кн.: Вопросы современной зарубежной тектоники. М.: Изд-во иностр. лит., 1960, с. 265—333.
8. *Непрочнов Ю. П.* Сейсмические исследования в океане. М.: Наука, 1976. 177 с.
9. *Непрочнов Ю. П., Мерклин Л. Р., Милановский В. Е.* Мощност и строение осадочной толщи по сейсмическим данным.— В кн.: Геофизика океана. Т. 1. Геофизика океанского дна. М.: Наука, 1979, с. 206—242.
10. *Сорохтин О. Г.* Деление литосферы на плиты. Границы плит.— В кн.: Геофизика океана. Т. 2. Геодинамика. М.: Наука, 1979, с. 151—157.
11. *Шерман С. И.* Сдвиги и трансформные разломы литосферы (тектонический анализ проблемы).— В кн.: Проблемы разломной тектоники. Новосибирск: Наука, 1981, с. 5—26.
12. *Curry J. R., Moore D. G.* Growth of the Bengal Deep-Sea Fan and denudation in the Himalayas.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1971, v. 82, p. 563—572.
13. *Curry J. R., Emmel F. J., Moore D. G., Raitt R. W.* Structure, Tectonics, and Geological History of the northeastern Indian Ocean.— In: The Ocean Basins and Margins. V. 6. The Indian Ocean. N. Y.—L.: Plenum press, 1982. 85 p.
14. *Fitch T. J., Worthington M. H., Everingham I. B.* Mechanisms of Australian Earthquakes and contemporary Stress in the Indian Ocean Plate.— Earth and Planet. Sci. Letters, 1973, v. 18, p. 345—356.
15. *Eittreim S. L., Ewing J.* Mid-plate tectonics in the Ocean.— J. Geophys. Res., 1972, v. 77, № 32, p. 6413—6421.
16. *Moore D. G., Curry J. R., Raitt R. W., Emmel F. J.* Stratigraphic seismic section correlations and implications to Bengal Fan history.— In: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Wash., U. S. print office, 1974, v. 22, p. 403—412.
17. *Sclater J. G., Fisher R. L.* Evolution of the east-central Indian Ocean, with emphasis on the tectonic setting of the Ninetyeast Ridge.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1974, v. 85, p. 683—702.
18. *Stein S., Okal E. A.* Seismicity and tectonics of the Ninetyeast Ridge area. Evidence for internal deformation of the Indian Plate.— J. Geophys. Res., 1978, v. 83, № B5, p. 2233—2245.
19. *Sykes L. R.* Seismicity of the Indian Ocean and possible nascent Island arc between Ceylon and Australia.— J. Geophys. Res., 1970, v. 75, p. 5041—5055.
20. *Weissel J. K., Anderson R. N., Geller C. A.* Deformation of the Indo-Australian plate.— Nature, 1980, v. 287, p. 284—291.

УДК 551.242.51 (470.323)

ЧАЙКИН С. И.

**ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПРИРОДА И СТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ
ЖЕЛЕЗИСТО-КРЕМНИСТОЙ ФОРМАЦИИ КМА**

На основе структурно-геологического анализа разреза протерозойских образований КМА, изменения их мощности по латерали, степени сохранности структур, сложенных ими, а также особенностей распространения в структурных зонах вулканогенных образований михайловской серии рассматриваются: тектоническая природа бассейнов седиментации железисто-кремнистой формации, обосновывается их шовный характер; блоковая структура кристаллического фундамента района КМА, отличная от принятых в настоящее время; особенности структур, образованных железисто-кремнистой формацией; обосновывается выделение новых региональных структурных зон (Крупецкой и Рыльско-Борисовский синклиналии).

Вопросы тектонической природы бассейнов седиментации протерозойского супракристаллического комплекса КМА, включающего в свой состав железисто-кремнистые формации, освещались в работах [8, 11, 15, 16, 21]. Тектоническое положение железисто-кремнистых формаций имеет большое значение, поскольку оно определяет их формационный тип, особенности состава, формирования и характер латеральной и вертикальной изменчивости железисто-кремнистых толщ, что чрезвычайно важно для прогнозирования и оценки запасов железных руд и направления поисковых работ.

В настоящей статье мы коснемся тех аспектов этой проблемы, которые не нашли в литературе должного освещения или требуют к себе внимания при дальнейших исследованиях.

Железисто-кремнистая формация КМА представлена двумя типами. Один из них связан с зеленокаменным вулканогенным комплексом михайловской серии верхнеархейского возраста. Этот тип кварцитов рассматривается в качестве аналога киватинской (алгоманской) формации. Другой тип — кварциты, ассоциирующиеся с мощным терригенным комплексом курской серии среднего протерозоя (криворожская формация). Обе эти формации пространственно совмещены, образуя в кристаллическом фундаменте региона КМА два достаточно широких и протяженных пояса (Брянско-Белгородский и Орловско-Оскольский), вытянутые в общем северо-западном — юго-восточном направлении, отвечающие в сохранившейся современной структуре докембрийского фундамента обособленным сложнопостроенным синклиналильным структурам.

Протяженность их по простиранию достигает 600—700 км, при ширине от нескольких до 50—60 км. С ними связаны крупные залежи железистых кварцитов и огромные запасы их в регионе. М. И. Калганов [5] на основе анализа магнитометрических данных указывает, что железисто-кремнистая формация КМА распространяется к северу до Смоленска и в юго-восточном направлении вплоть до Ростова-на-Дону, что хорошо согласуется с распространением, по Р. А. Гафарову, Н. В. Короновскому [3, 8], карелид в юго-западной части Восточно-Европейской платформы. Таким образом, общая протяженность зоны развития железисто-кремнистой формации в западной части Восточно-Европейской платформы составляет не менее 1000 км. Через Крупецкую рудную зону, имеющую в отличие от других рудных зон КМА меридиональное простирание, западные районы КМА соединяются с Криворожско-Кременчугской зоной развития железисто-кремнистой формации.

Формирование протерозойских комплексов, содержащих железисто-кремнистую формацию КМА и Кривого Рога, обычно связывается с ли-

нейными прогибами. Большой вклад в познание тектонической природы и особенностей развития докембрийских прогибов внесли работы Р. А. Гафарова, Г. И. Каляева, Е. Е. Кропоткина, М. В. Муратова, Е. Е. Милановского, Е. В. Павловского, А. В. Пейве, Ю. М. Пушаровского, Л. И. Салопа, М. А. Семихатова, Н. А. Штрейса, А. Л. Яншина.

Относительно масштабов и тектонической природы прогибов, в которых шло накопление вулканогенных и осадочных отложений нижнего протерозоя, существуют весьма разнообразные суждения. Большинство исследователей [2, 3, 6, 8, 11, 15], исходя из большой протяженности структур, образованных железисто-кремнистой формацией, связывают формирование последних с глубокими трогообразными впадинами без уточнения их тектонической природы. В работах [1, 6] в этих прогибах усматривался рифтовый характер, с геосинклинальным режимом развития. С. С. Кузнецов [11] Криворожско-Кременчугскую зону также отождествляет с геосинклиналью. Н. В. Короновский [8] образование Криворожского и Курского рудоносных протерозойских комплексов связывает с протерозойскими узкими линейно-вытянутыми прогибами геосинклинального типа. М. А. Семихатов [25] подобные докембрийские зоны связывает с зонами активизации и предлагает специальный термин «зоны диасхизиса» (зоны взламывания). Ю. М. Пушаровский [23] указывает на одну важную черту зон диасхизиса — тесную связь с ними интенсивного прогибания. Интересные представления о природе протерозойских прогибов, с которыми связано формирование железисто-кремнистых формаций КМА и Кривого Рога, развивались М. В. Муратовым [15, 16]. В одной из своих работ [15] раннепротерозойские прогибы КМА им отождествляются с геосинклиналями, справедливо рассматривая протерозойские прогибы КМА и Кривого Рога как единую геосинклиналь. В последней работе [16] образования курской и криворожской серий относятся уже к нижнему комплексу протоплатформенного чехла, связывая их формирование с приразломными узкими прогибами, имеющими характер ограниченных разломами депрессий и грабеннов. Е. Е. Милановский [14] протерозойские прогибы рассматривает как авлакогенгеосинклинальные зоны, связывая возникновение их с ранними этапами растяжения и раздробления земной коры. В настоящее время представления [3, 6, 8, 9, 14, 26] о грабеновом характере протерозойских прогибов КМА получили широкое распространение и стали чуть ли не общепринятыми, при этом подчеркивается их рифтовоэвгеосинклинальный характер [4].

Существенно иначе вопрос о тектонической природе протерозойских прогибов КМА рассмотрен в работах Н. А. Плаксенко [21] согласно которым КМА был единым достаточно обширным бассейном, охватывавшим юго-западную и северо-восточную аномальные полосы (пояса) КМА, неглубоким (не превышая 200—300 м), с плоским дном, обладавшим пологими углами наклона бортов и пассивным тектоническим режимом. Нам представляется, что при воссоздании природы бассейнов седиментации железисто-кремнистой формации КМА не в полной мере используются особенности изменения мощности последней по площади, а также изменение литологического состава ее в разрезе и по латерали. Эти особенности следующие: вулканогенная толща михайловской серии представлена вулканитами основного, ультраосновного состава, слагающими нижнюю большую часть (до 2000 м) вулканогенного комплекса, и породами кислого состава (альбитофирами и кератофирами), образующими верхнюю часть (до 100—150 м) его. Вулканиты образуют линейно-вытянутые, довольно узкие зоны, получившие в последнее время [9] название зеленокаменных поясов. Наибольшие мощности вулканогенного комплекса приурочены к осевым частям региональных структур (Михайловско-Белгородскому и Орловско-Оскольскому синклинориям). В периферических частях упомянутых структур мощность пород зеленокаменного комплекса обычно значительно меньше, а чаще они отсутствуют. Осадочный комплекс курской серии в главной своей части представлен терригенной толщей преимущественно алевролитоглинистого

состава, местами пиритизированными с присутствием тонкодисперсного углистого вещества. Песчаники в составе комплекса имеют второстепенную роль. Еще в меньшей мере распространены конгломераты, приуроченные к базальной части комплекса. Лишь в Михайловско-Курбакинской синклинали (северная часть Михайловско-Белгородской зоны) песчаники имеют существенное значение в составе надрудной толщи. Разрезы железисто-кварцевитовой толщи в пределах основных региональных структурных зон (Михайловско-Белгородский и Орловско-Оскольский синклинории) существенно отличаются один от другого. В первом из них преобладают существенно гематитовые и смешанные гематит-магнетитового состава кварциты, образующие в разрезе мощную пачку, составляющую от 50 до 70% общей мощности железисто-кварцевитовой толщи. В Орловско-Оскольской зоне гематитовые кварциты имеют существенно меньшее развитие. Здесь образованные ими пачки имеют небольшую мощность и значительно меньшее распространение по laterали.

Железисто-кварцевитовая толща на КМА образует хотя и крупные, но обособленные залежи протяженностью в сотни километров при ширине до 50—60 км. Наиболее крупные залежи: Михайловско-Белгородская и Орловско-Оскольская. На разобщенность их указывает установленное в пределах восточного борта Михайловско-Белгородского синклинория (Ольховатский участок) постепенное выклинивание в направлении к Курско-Корочанскому антиклиналу толщи железистых кварцитов, железисто-кварцевитовая толща при этом расщепляется на ряд (до 5) маломощных пластов. Приведенные выше особенности распространения и строения вулканогенного комплекса нижнепротерозойских отложений с достаточной ясностью свидетельствуют о том, что рассматриваемые докембрийские прогибы развивались в общем по геосинклинальному типу. Заложение прогибов сопровождалось интенсивной вулканической деятельностью, которая выразилась в образовании довольно мощной (до 3,5 км) толщи эффузивных, пирокластических и вулканогенно-осадочных пород, объединяемых в михайловскую серию. Нижняя, большая часть этого вулканогенного комплекса (александровская свита), как уже отмечалось, сложена основными и ультраосновными породами, трансформированными в процессе регионального метаморфизма в амфиболиты. Верхняя часть этого комплекса (дичнянская свита) представлена кислыми дифференциатами: альбитофирами, кератофирами и ассоциирующими с ними разнообразными метапирокластами (туфами и туффитами). По своему строению Михайловский вулканогенный комплекс в согласии с представлениями [2, 7, 10, 12, 13, 18, 19, 20, 23, 24, 27, 28] о стадийности развития фанерозойских геосинклиналей отвечает изложению и начальному этапу развития протерозойской геосинклинали. В этом случае михайловскую вулканогенную серию следует рассматривать как аналог спилит-диабаз-кератофировой формации, характерной для фанерозойских геосинклиналей, и в общем она характеризует геосинклинальный этап развития протерозойских прогибов КМА.

На этапе, отвечающем накоплению мощного терригенного нижнепротерозойского комплекса, содержащего толщи железистых кварцитов, количество которых варьирует от двух до четырех (в Белгородском районе), геосинклинальные прогибы территории КМА характеризовались миогеосинклинальным режимом без проявления сколько-нибудь выраженного конседиментационного вулканизма. Разрез протерозойского терригенно-хемогенного комплекса отличается практически полной амагматичностью. Проблематично с конседиментационным магматизмом связываются развитые в пределах Орловско-Оскольского синклинория маломощные своеобразного биотит-карбонатного состава породы, предположительно рассматривающиеся в качестве карбонатитов и метаморфизированных пикритов. Но даже если эти породы приняты за метаморфизированные ультраосновные породы, то все равно они несколько не изменяют представления о миогеосинклинальном типе седиментации этого этапа развития геосинклинальных прогибов. Миогеосинклинальная

седиментация выражена накоплением глинистых и алевролитовых осадков, давших в результате метаморфизма характерные для геосинклиналей аспидные сланцы. Часто глинистые и алевролитовые осадки имеют флишеидный характер строения, выраженный в закономерном тонком их переслаивании. В верхней части осадочного комплекса появляются пачки тонко- и мелкозернистых песчаников, слои и горизонты мраморизованных известняков. Содержащиеся в терригенном комплексе пачки железистых кварцитов также характеризуются тонкослоистыми текстурами, часто с проявлением ритмики разных порядков. Приведенные особенности состава и внутреннего строения осадочного терригенного комплекса позволяют в формационном плане параллелизовать его с флишем фанерозойских геосинклиналей. Развитие протерозойских подвижных поясов завершается карельским тектогенезом, с образованием сложно-складчатых сооружений. Морфология карельских структур показывает, что породившая их складчатость имела альпинотипный характер, типичный для геосинклиналей фанерозоя. Возникшие карелиды спаяли разрозненные блоки архея в единую древнюю платформу, консолидации которой содействовал син- и посторогенный интрузивный магматизм, представленный достаточно крупными плутонами гранодиоритового (Стойло-Николаевский) и сиенитового (Шляховской) состава. Таким образом, возникновение, становление и развитие протерозойских геосинклинальных прогибов в общем шло по фанерозойскому «сценарию». Здесь существенно отметить, что протерозойские геосинклинальные прогибы КМА по сравнению с фанерозойскими обладали некоторой спецификой, состоящей в том, что осадочное выполнение их имеет относительно небольшую мощность, которая суммарно с вулканогенным комплексом михайловской серии не превышает 5000 м.

Анализ мощностей железисто-кремнистой формации показывает, что на территории КМА, по-видимому, существовало не менее четырех, а возможно, и пяти обособленных прогибов (рис. 1). Кроме главных из них, Михайловско-Белгородского и Орловско-Оскольского, намечаются Рыльско-Борисовский и Крупецкой прогибы в западной части территории КМА и Корочанско-Большетроицкий к востоку от Михайловско-Белгородского прогиба. Из них Корочанско-Большетроицкий прогиб выделяется в значительной мере условно, поскольку он отдельными своими звеньями был связан с Михайловско-Белгородским прогибом. Вместе с тем, он, несомненно, обладал элементами автономности, о чем свидетельствует наблюдаемое в нем существенное увеличение мощности железисто-кварцевитовой толщи по сравнению с восточным крылом Ольховатско-Мелиховской синклинали, где она характеризуется редуцированной мощностью, составом и строением ее, характерным для периферических частей прогибов. Обращает на себя внимание и то, что крайний западный прогиб (Крупецкой) имеет в отличие от других простирание, близкое к меридиональному и по долготе он находится на простирании Криворожско-Кременчугского прогиба, являясь, по-видимому, северным фрагментом последнего. Сказанное свидетельствует о связи Криворожско-Кременчугского геосинклинального прогиба с юго-западным (Крупецким) прогибом КМА, образующими геосинклинальную систему, которую, по-видимому, правомерно квалифицировать как парагеосинклиналь. Следуя А. В. Пейве [19], отмеченная выше особенность строения вулканогенно-осадочного выполнения ее (наличие в составе вулканогенного комплекса кислых дифференциатов) свидетельствует о том, что протерозойские геосинклинальные прогибы были заложены на сиалической архейской консолидированной коре. В связи с этим протерозойские геосинклинальные прогибы рассматриваемой территории имеют интракратонный характер. Образование их связано с раздроблением (разламыванием) архейского массива сиалической коры на отдельные блоки по системе глубинных разломов преимущественно северо-западного простирания. Углубляясь в рассмотрение тектонической природы геосинклинальных прогибов, следует обратить внимание и на еще один немаловажный момент. Стало традицией приписывать рассматриваемым прогибам

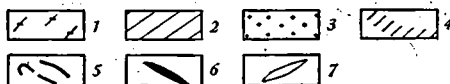
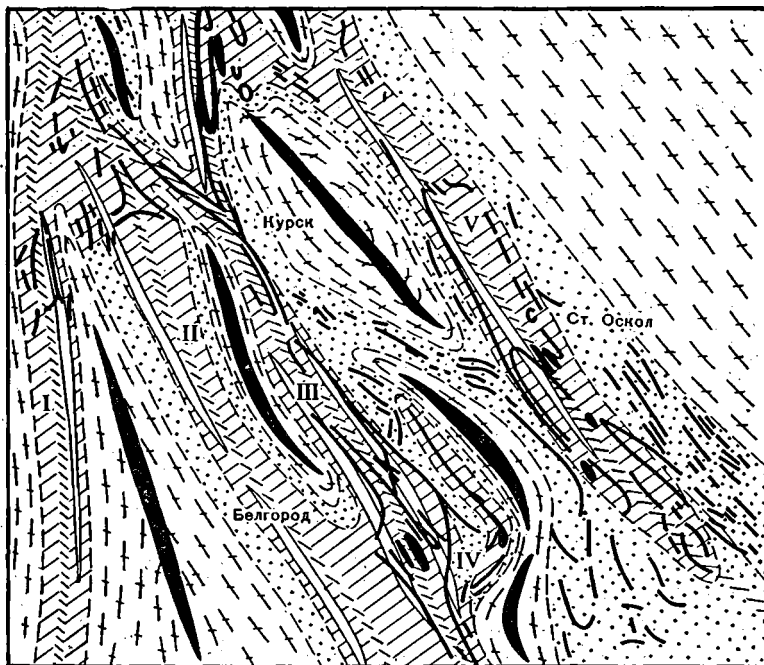


Рис. 1. Тектоническая схема докембрия Курской магнитной аномалии (по С. И. Чайкину) I — архейские гранито-гнейсовые блоки; 2 — протогеосинклинальные прогибы: I — Крупецкий; II — Рыльско-Борисовский; III — Михайловско-Белгородский; IV — Корочанско-Большетроицкий; V — Орловско-Оскольский; 3 — внешние зоны геосинклинальных прогибов; 4 — предполагаемые глубинные разломы, с которыми связаны геосинклинальные прогибы; 5 — магнитные аномальные зоны; 6 — оси максимальных геосинклинальных прогибов; 7 — оси геантиклинальных поднятий

грабеновый (рифтовый) характер. Однако для рифтового осадконакопления, как известно, характерно широкое развитие грубообломочных отложений, представленных мощными конгломерато-брекчиевыми толщами. Как уже отмечалось выше, в разрезе протерозоя КМА отсутствуют сколько-нибудь мощные толщи указанных пород, коррелятных михайловской и курской сериям. Поэтому показанные на геологической карте докембрия КМА [26] разломы, ограничивающие грабены, носят гипотетический характер, трассировка их самая произвольная. Отсутствие мощных конгломерато-брекчиевых толщ в разрезе протерозоя региона, приуроченность мощных вулканогенных толщ михайловской серии к осевым частям синклинориев дают основание полагать, что протерозойские геосинклинальные прогибы представляли собой не грабены или рифты, как это принято считать в настоящее время, а прогибы шовного (надразломного или приразломного) типа, приуроченные к серии глубинных разломов, трассирующихся в северо-западном направлении. На глубинный характер разломов указывает широкое развитие в составе михайловской вулканогенной толщи базитов и ультрабазитов, свидетельствующих об их мантийской природе и, следовательно, эти разломы достигали по крайней мере верхней мантии. В пределах территории КМА при данной изученности структуры докембрия ее представляется возможным наметить пять таких разломов, отвечающих Орловско-Оскольскому, Михайловско-Белгородскому, Корочанско-Большетроицкому, Рыльско-Борисовскому и Крупецкому синклиноориям. Корочанско-Большетроицкий разлом, очевидно, следует рассматривать как оперяющий более крупный Михайловско-Белгородский разлом. С шовным характером протерозойских геосинклинальных про-

гибов хорошо согласуются очертания срединных массивов, имеющих в плане миндалевидные очертания (Курско-Корочанский, Фатеевско-Михайловский и др.), которые в ходе становления и развития геосинклинальных прогибов играли роль интрагеоантиклиналей. Шовный характер протерозойских прогибов КМА определяет их поперечный профиль, который, судя по всем геологическим данным, характеризовался (на это совершенно справедливо обратил внимание Н. А. Плаксенко) пологими склонами бортов, что в свою очередь предопределило состав их терригенно-осадочного выполнения, представленного, как уже неоднократно отмечалось выше, преимущественно тонкозернистыми отложениями (пелитовой и алевроитовой размерности). Нельзя не отметить, что анализ фациального профиля железисто-кремнистой толщи показывает, что поперечный профиль Михайловско-Белгородского и Орловско-Оскольского прогибов не был симметричным. Западные борта упомянутых прогибов были, очевидно, более крутыми, о чем свидетельствует тот факт, что магнетитовые зоны кварцитов, расположенные к западу от гематитовых зон (Михайловско-Яковлевской и Щигровско-Огибнянско-Погромецкой), сильно редуцированы, и поэтому гематитовые кварциты здесь почти вплотную приходят в соприкосновение с магнетитовыми кварцитами, ассоциирующимися с гнейсами, представленными несколькими маломощными пачками, которые слагают в восточных бортах трогов самые внешние зоны фациального профиля железисто-кварцитовой толщи. Заложение и развитие глубинных разломов и связанных с ними нижнепротерозойских геосинклинальных прогибов региона КМА было, очевидно, вызвано глобально проявленной деструкцией (раскалыванием) первозданной кратонизированной сиалической коры (протокоры). При этом распад протокоры, по-видимому, сопровождался спредингом крупных блоков протокоры, связанным с растяжением ее и образованием зияющих трещин — гъяров, приуроченных к разломам, которыми вскрывался базальтовый слой и возбуждалась вулканическая деятельность преимущественно трещинного типа, что признается большинством исследователей региона [17, 21, 22]. Однако, как показал Е. М. Крестин [9], наличие локальных ареалов кислого магматизма свидетельствует о том, что трещинный вулканизм местами сопровождался вулканизмом центрального типа. Так как кислые дериваты магматизма приурочены к верхним частям михайловского вулканогенного комплекса, то есть основание считать, что вулканизм центрального типа пришел на смену вулканизму трещинного типа, завершая собой эвгеосинклинальный этап развития геосинклинальных прогибов (трогов) региона КМА. Такова принципиальная модель тектонической природы протерозойских геосинклинальных прогибов.

ОБЩИЙ СТРУКТУРНЫЙ ПЛАН ДОКЕМБРИЯ РАЙОНА КМА

Развитие нижнепротерозойских геосинклинальных трогов завершилось интенсивным орогенезом, который отождествляется с карельским диастрофизмом, приведшим к созданию сложнопостроенных складчатых сооружений, образующих регионально вытянутые зоны (карелиды). Главными структурными элементами этих зон являются сложноскладчатые синклинии, возникшие на месте трогов, а срединные массивы превращаются в разделяющие их антиклинории. Региональный рисунок складчатых структур протерозоя отчетливо очерчивается мощными толщами железистых кварцитов, образующих устойчивый регионально распространённый стратиграфический горизонт. Даваемый ниже анализ структур железисто-кремнистой формации КМА базируется на существующих геологических картах [22, 26] и картах магнитного поля. До последнего времени в структуре докембрия выделялись два синклинория: Брянско-Белгородский и Орловско-Оскольский, отвечающие соответственно юго-западной и северо-восточной региональным аномальным полям (зонам).

Анализ имеющихся геологических данных, прежде всего характер изменения состава и мощности железисто-кварцевой толщи по латерали, указывает на гетерогенность Брянско-Белгородской зоны и возможность выделения в ней достаточно обособленных четырех синклиналий, в частности Крупецкого, Рыльско-Борисовского, Михайловско-Белгородского и Корочанско-Большетроицкого (рис. 2). Орловско-Оскольский синклинорий, особенно в средней своей части, представляется существенно более однородной структурой. Таким образом, с учетом сказанного, в структуре докембрия КМА намечается пять синклиналий, отвечающих самостоятельным автономно развивающимся трогам, разобщенным срединными массивами. Наиболее изучены Михайловско-Белгородский и Орловско-Оскольский синклинории. Однако внутренняя структура и этих наиболее изученных зон выяснена еще не в полной мере. Имеющиеся данные показывают, что зоны имеют неоднородное строение в силу того, что по простиранию они сохранились не в одинаковой степени. В пределах свода Воронежской антеклизы (шириной от 25 до 60 км), протягивающейся с юго-востока на северо-запад от Старого Оскола, южнее г. Курска и далее в направлении г. Рыльска (см. рис. 2), пересекая под острым углом докембрийские структурные зоны, где они подверглись глубокой денудации, в связи с чем представлены своими останцовыми, наиболее прогнутыми участками, имеющими вид узких синклиналей, иногда типа брахисинклиналей, сложенных самыми нижними частями протерозойского разреза — железистыми кварцитами и подстилающими их породами (Новоялтинская, Дичнянская, Лев-Толстовская, Погромецкая, Чернянская и др.). Породы надрудной толщи отмечают лишь кое-где в ядрах брахисинклиналей (Огибнянская, Дичнянская). Эти локальные структуры часто образуют вытянутые цепочками структурные зоны высокого порядка. Выделяются две-три таких зоны, примером которых можно привести Фатеевскую, Михайловскую и Троснянско-Лев-Толстовскую в Михайловском районе, Щигровско-Воронежскую и Орловско-Малоархангельскую в Орловском районе и Огибнянско-Погромецкую и Салтыково-Александровско-Чернянскую в Новооскольском районе. Участвующие в структурном ансамбле этих участков синклинальные складки более крупных масштабов, отличающиеся хотя значительной протяженностью и глубиной заложения (до 2—3 км), выделяются небольшой шириной (см. рис. 2). Разделяющие синклинальные зоны антиклинали обладают значительно большей шириной. В числе этих структур следует отметить Михайловскую и Осоцко-Фатеевскую синклинали в северном секторе Брянско-Белгородской синклинорийной зоны и Вологовскую на юго-восточном фланге Орловско-Оскольской зоны. Михайловская синклиналь является основной металлогенической единицей Михайловского железорудного района, поскольку к ней приурочены максимальные мощности (700—800 м) толщи железистых кварцитов и в пределах ее сосредоточены известные в районе железорудные месторождения (Михайловское, Курбакинское, Новоялтинское) и перспективные Лубянские аномалии. В связи с исключительным металлогеническим значением этой структуры, отсутствием однозначных представлений о структурной позиции известных здесь выходов железистых кварцитов приведем наиболее важные сведения о ней. Синклиналь открытого типа, достаточно глубокого заложения (до 3 км). Протяженность синклинали 85—90 км, при максимальной ширине в центральной части до 5—6 км. Синклиналь, по данным структурного бурения, выполнена в главной своей части мощной надрудной толщей (верхнекурская свита), представленной кварцито-песчаниками и метапесчаниками и в нижней части тонкослоистыми филлитами с пачками мраморизованных известняков. Северное замыкание синклинали находится в 40 км к северу от г. Железногорска в области Лубянского аномального узла (см. рис. 2), что хорошо согласуется с наличием в пределах последнего обширного массива железистых кварцитов. Южное замыкание синклинали не установлено. Анализ геофизических материалов позволяет предполагать его в районе Костельцевского аномального узла. Крылья синклинали крутопадающие.

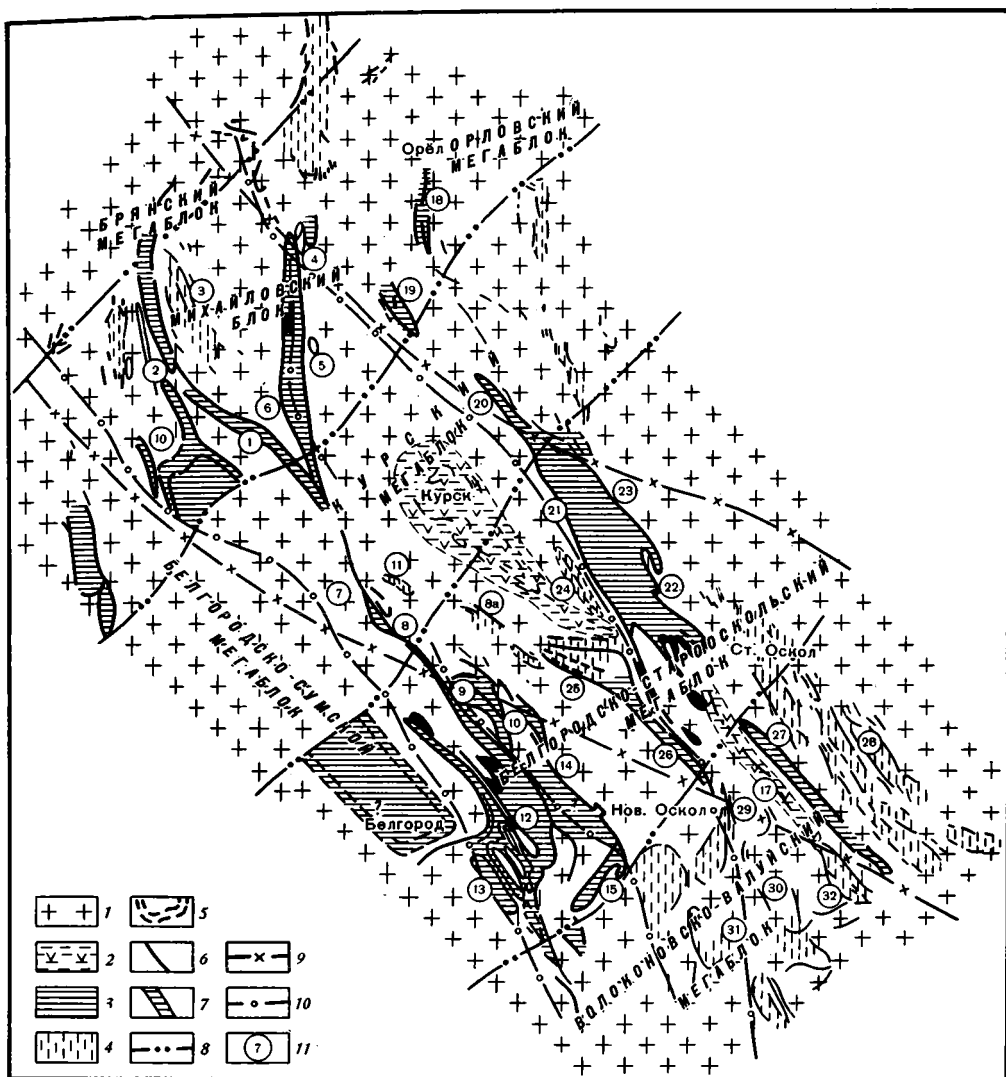


Рис. 2. Структурная схема докембрия района Курской магнитной аномалии (по С. И. Чайкину)

1 — гранито-гнейсы кристаллического основания без расчленения на вещественно-возрастные комплексы (AR_1); 2 — синклинали, сложенные железисто-кремнистой формацией, ассоциирующей с метабазитами михайловской серии (AR_3); 3 — синклинали, сложенные железисто-кремнистой формацией, связанной с песчанико-алевролитом-филлитовой сланцевой толщей курской серии (PR_1); 4 — синклинали, образованные железисто-кремнистой формацией, связанной с кристаллическими сланцами и гнейсами (PR_{1-2}) — высокометаморфизованными (амфиболитовые и гранулитовые фации) аналогами курской серии; 5 — фрагмент южной части предполагаемого Рыльско-Борисовского синклинория; 6 — железисто-кварцитовые толщи курской серии, отвечающие магнитным аномалиям; 7 — железистые кварциты, приуроченные к верхним частям среднепротерозойских отложений (белгородский горизонт); 8 — разломы поперечные северо-восточного простирания, обуславливающие блоковую структуру докембрия; 9 — разломы северо-западного простирания, ограничивающие сводовую часть Воронежской антеклизы; 10 — разломы продольные типа надвигов; 11 — магнитные аномалии (цифры в кружках): 1 — Фатеевские, 2 — Осоцкие, 3 — Комаричские, 4 — Троснянские, 5 — Лев-Толтовские, 6 — Жигаевские, 7 — Дичнянско-Реутецкие, 8 — Медвенские, 8а — Марьинские, 9 — Ольховатская, 10 — Прохоровская, 11 — Бобрешевские, 12 — Мелиховские, 13 — Белгородские, 14 — Корочанские, 15 — Большетроицкие, 16 — Рыльские, 17 — Верхососенские, 18 — Орловские, 19 — Воронежские, 20 — Петровские, 21 — Щигровско-Огбнянская, 22 — Ястребовские, 23 — Воскресенские, 24 — Мантуровские, 25 — Истобнянские, 26 — Коншинские, 27 — Волоотовские, 28 — Шидловско-Шаталовские

Падение обоих крыльев восточное (80—90°). На участке Михайловского месторождения западное крыло осложнено сложноскладчатым флексурным изгибом, за счет чего толща железистых кварцитов, собранная в серию складок высоких порядков, образует крупный массив, ширина которого в среднем составляет 2,5 км.

В области склонов антеклизы синклинории характеризуются более полной сохранностью. Они обладают значительной шириной выходов выполняющих их протерозойских отложений и глубиной заложения (см. рис. 2). Ширина, например, Щигровско-Тимской синклинали, отвечающей центральной части Орловско-Оскольской синклинорной зоны, достигает 30 км, а глубина заложения, по-видимому, составляет 4—5 км. Белгородский синклинорий в южной части имеет ширину больше 50 км и значительный прогиб, в связи с чем мы имеем здесь наиболее полно сохранившийся разрез нижнепротерозойских образований, в верхней части которых вскрыт новый горизонт железистых кварцитов (Белгородский), находящийся на 800—1000 м стратиграфически выше железисто-кварцевой толщи, связанной с нижней частью курской серии. В Щигровско-Тимском синклинории железистые кварциты, отвечающие Белгородскому горизонту, пока не известны, однако возможность выявления его здесь следует иметь в виду. Для Белгородского района этот горизонт имеет исключительное металлогеническое значение, поскольку с ним связаны крупные залежи богатых железных руд. Внутренняя структура Щигровско-Тимского и Белгородского синклинориев весьма сложная. Докембрийские породы, выполняющие синклинории, характеризуются в большинстве своем крутыми углами падения, варьирующими от 60—70° до вертикального. В целом во всех частных структурах, составляющих синклинорные зоны, падение пород имеет одностороннюю направленность и характеризуется восточными румбами, при этом синклинальные складки в поперечном сечении имеют изоклинальный опрокинутый к западу профиль. Крупные синклинальные складки (2-го и 3-го порядков) обладают в общем параллельным одна другой простиранием. Однако встречаются и виргации складок. Такую виргацию представляет, например, Фатеевская синклиналь, ответвляющаяся на широте Курска от Михайловско-Белгородской синклинальной зоны (см. рис. 2), прослеживающейся от Железногорска Курского на севере до широты Шебекино на юге. В качестве примера виргаций можно привести структуры, отвечающие Истобнянским и Шатиловским аномалиям, отходящим к западу от Орловско-Оскольского синклинория. Наличие виргаций, вероятно, свидетельствует о существовании в геосинклинальном трое приподнятых мелких блоков фундамента, которые вызывали их раздвоением. В Брянско-Белгородском геосинклинальном трое такой массив существовал между Михайловской и Фатеевской синклинальными структурами (см. рис. 2). Особенностью складчатых структур протерозойского комплекса является крутое падение вплоть до вертикального в их шарнирах, которые характеризуются чрезвычайно сложноскладчатым в плане рисунком (рис. 3). При этом шарниры синклинальных структур отличаются более сложной внутренней складчатостью, чем соответствующие части антиклинальных крупных складок.

Важно отметить, что в ряде случаев на морфологию складок, сложенных протерозойским комплексом, оказал существенное влияние и посторогенный интрузивный гранитоидный магматизм и интенсивно проявленные процессы гранитизации. Влияние этих явлений на складчатость особенно заметно проявилось в северных районах КМА (в районе Орла) и в юго-восточном секторе северо-восточного пояса КМА (в районе Новый Оскол — Алексеевка — Валуйки). Здесь складчатые формы представлены их фрагментами, разных размеров блоками, разобранными достаточно мощными гранитными инъекциями. Особенно в Брянско-Белгородской синклинорной зоне стоит структура Корочанско-Большетроицкой аномальной зоны. Согласно общепринятым интерпретациям, нашедшим отражение и на последних геологических картах [26], она также рассматривается в качестве ядра глубокоэродированной синкли-

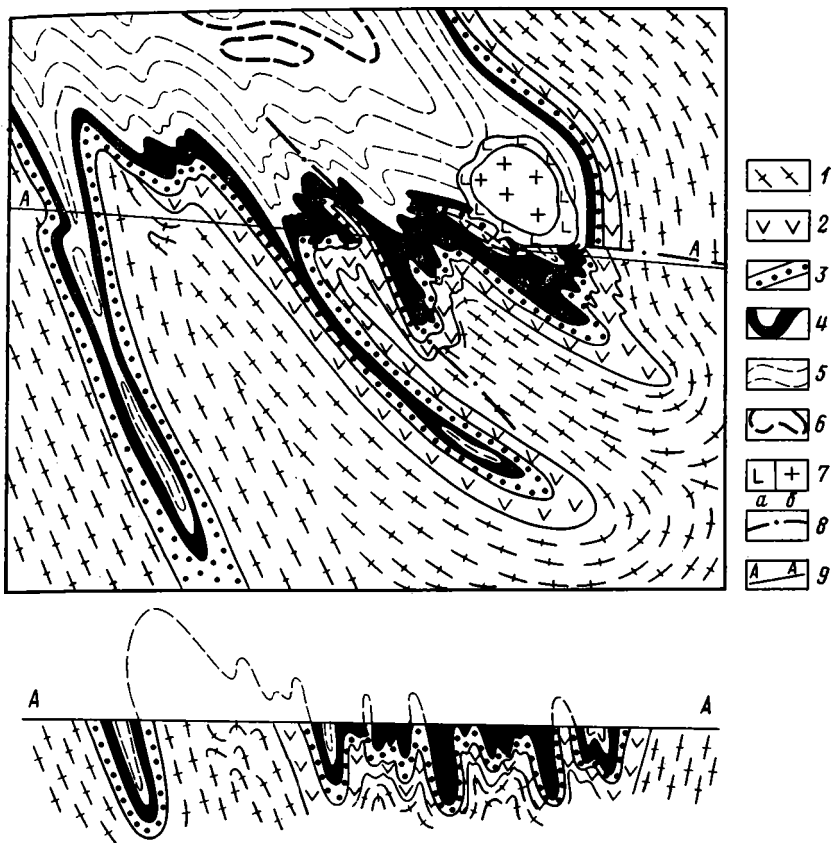


Рис. 3. Схематический геологический план и разрез южного замыкания Орловско-Оскольского синклиория по выходам толщи железистых кварцитов на допалеозойскую поверхность (по А. А. Прозоровскому и С. Ф. Борисову с некоторыми уточнениями автора)

1 — мигматиты, биотит-плагноклазовые, микроклинизированные гнейсы архейского гранито-гнейсового комплекса; 2 — амфиболиты, метабазиты михайловской серии; 3 — метапесчаники базальной части курской серии; 4 — железистые кварциты курской серии; 5 — филлитовые сланцы (углисто-кварцево-серицитовые) надрудной толщи (верхнекурская свита); 6 — железистые кварциты лукьяновского горизонта, залегающего в сланцах надрудной толщи; 7 — породы Стойло-Николаевского гранодиоритового плутона: а — диориты, б — граниты; 8 — дизъюнктивные нарушения; 9 — линия профиля

нали. С этими представлениями, в частности, не согласуется наличие на южном отрезке этой аномалии двух ответвлений, идущих навстречу друг другу, вырисовывая достаточно крупный овал, отвечающий, по-видимому, открытой синклинали, крылья которой сложены железистыми кварцитами, а ядро — породами надрудной толщи (см. рис. 2). С указанной интерпретацией структуры хорошо увязывается наличие в промежутке между упомянутыми аномальными ответвлениями мелких и слабых магнитных аномалий, которые трассируют восточное крыло синклинали. Здесь уместно подчеркнуть, что правильная расшифровка структуры имеет важное значение для определения истинных масштабов Больше-троицкого месторождения. Вторая трактовка структуры, в случае ее подтверждения, существенно их расширяет. Структура северного участка Корочанско-Больше-троицкой зоны вопреки общепринятой схеме, по имеющимся данным, может рисоваться по-разному. Одним из альтернативных решений здесь можно предположить, что эта зона в северной своей части представляет собой, как это полагает применительно к другим зонам А. С. Новикова [17], чешуйчатую моноклиаль. Однако, как видно из магнитных карт, Южно-Ольховатская и Корочанская полосы железистых кварцитов диагональными аномалиями, ответвляющимися от последних, соединяются между собой с образованием довольно отчетливо

вырисовывающегося овала. Весьма возможно, что этому овалу отвечает открытая и широкая синклиналь, выполненная породами надрудной толщи. К сожалению, в пределах этой структуры нет ни одной скважины.

Структура многочисленных локальных магнитных аномалий, сопровождающих с запада и востока Михайловско-Белгородский и Орловско-Оскольский синклинорий, в настоящее время представляется неясной. На первом этапе изучения докембрия их рассматривали как останцы (ядра) глубокоэродированных синклинальных складок [22]. Эти представления стали традиционными и без каких-либо изменений повторяются на последних геологических картах [26]. Такой примитивный подход к интерпретации этих структур мог быть оправдан на начальной стадии изучения региона. Но на данном этапе изученности докембрия такие представления недопустимы, поскольку, будучи положенными в основу геологоразведочной практики, могут привести к искаженной оценке масштаба, связанных с ними залежей железистых кварцитов. К тому же, с достаточной очевидностью обнаруживается их несоответствие морфологическим особенностям магнитных аномалий. Из магнитных карт следует, что они часто дугообразно изогнуты с образованием различных масштабов овалов (Тихососенские, Волоконовские, Восточно-Валуйские, Алексеевские, Вейделевские). Указанная морфология магнитных аномалий свидетельствует, по нашему мнению, о том, что отвечающие им железистые кварциты приурочены к крыльям открытых синклинальных складок, часто брахиформного типа. Железистые кварциты ряда аномалий Шидловско-Шаталовской группы, по-видимому, отвечают моноклинальным структурам.

Рыльско-Борисовский и Крупецкой синклинорий, выделенные нами в самостоятельные региональные структуры, совершенно не изучены, о них можно привести самые общие сведения. При этом Рыльско-Борисовский синклинорий намечается на основе следующих геологических соображений и геофизических данных, имеющих фрагментарный характер, в частности, на наличие этой структуры указывает анализ строения железисто-кварцитовой свиты в области западного крыла Яковлевско-Белгородской синклинали (Яковлевская рудная полоса), где эта свита представлена мощной толщей преимущественно гематитовых кварцитов, что является характерным для проксимальных частей структурно-фациальных зон. Действительно, в северном секторе Юго-Западной аномальной зоны такая структура намечается в районе Рыльских аномалий. К сожалению, этой структуре и ее роли в сложноскладчатом протерозойском ансамбле не уделялось должного внимания, и вдумчивой интерпретации она еще не получила. На геологических картах она отождествлялась со сложной («паукообразной») в плане формой синклинали [22] или серией мелких синклиналей хаотического простираения [26].

Нам представляется сомнительной такая интерпретация. Исходя из конфигурации магнитных аномалий, имеющих, как видно из магнитных карт (см. рис. 2) подковообразный характер, структурная позиция этих аномалий лучше всего согласуется с предположением, согласно которому упомянутые аномалии отвечают замку крупной синклинальной структуры (Рыльско-Борисовскому синклинорию), ось которой должна проходить в юго-восточном направлении вплоть до широты г. Белгорода. К западу от последнего в районе с. Кошары имеется серия локальных субширотного ориентированных магнитных аномалий, трассирующихся в восточном направлении в пределы г. Белгорода (в район парка). По нашим представлениям, эти аномалии отвечают южному замыканию упомянутого выше Рыльско-Борисовского синклинория.

С такими представлениями вполне согласуются полученные данные бурения, проводимого здесь в настоящее время Белгородской экспедицией. В частности, существование замыкания крупной синклинальной структуры здесь хорошо подтверждается установленным проведенными работами к югу и западу от Белгорода резким изгибом к западу юго-западного крыла Яковлевско-Белгородской синклинали (см. рис. 2), которое после этого поворота имеет субширотное простираение и просле-

живается в западном направлении около 20 км (Олимпийский участок), а сама синклиналь при этом значительно расширяется. Вскрытые в пределах этой зоны богатые железные руды остаточного типа образуют субширотную залежь с падением в южных румбах. По данным главного геолога геологоразведочной партии И. И. Романова (устное сообщение), рудная залежь с севера сопровождается породами, соответствующими низам курской серии. Рудная зона Олимпийского участка, как теперь установлено, отвечает северному шарниру расширенной части Яковлевско-Белгородской синклинали. В этом случае отмеченные выше аномальные участки, обнаруженные к северу от Олимпийского участка, логично связывать с южным шарниром упомянутого выше Рыльско-Белгородского синклинория. Следует отметить, что на пространстве между городами Белгородом и Львовом, отвечающем средней части простираия Рыльско-Борисовского синклинория, железистые кварциты, связанные с протерозойскими образованиями, геофизическими данными не картируются. Это обусловлено тем, что участок находится в области Белгородско-Сумского мегаблока, где докембрий подвергнут глубокому размыву, и рассматриваемая структура почти нацело эродирована.

К западу от Рыльско-Белгородского синклинория намечается обособленная протерозойская структура в районе Крупецких аномалий. Структура этих аномалий совершенно не расшифрована, по-видимому, они отвечают обособленному синклинорию. Важной особенностью этой структурной зоны является то, что она в отличие от других структур КМА имеет меридиональное (криворожское) простираие (см. рис. 2) и находится на простираии Криворожско-Кременчугской зоны, являясь ее северным фрагментом.

В структуре докембрийского фундамента играют большую роль разрывные нарушения разного типа и ранга, придающие ей блоковую структуру, что нашло отражение на геологических картах [26]. Следует, однако, отметить, что существующие представления о блоковой структуре докембрийского фундамента территории КМА, получившие наиболее отчетливое выражение на геологической карте Н. Д. Кононова и Б. М. Петрова под редакцией И. Н. Леоненко [26], являются весьма гипотетичными, поскольку основаны преимущественно на геофизических данных или общегеологических соображениях без достаточного учета особенностей развития складчатых структур протерозойского комплекса. Необходимо также отметить, что в предлагаемой сетке разломов совершенно не нашли своего места разломы, ограничивающие сводовую часть Воронежской антеклизы, отвечающей, очевидно, достаточно крупному мегаблоку. Думать, что участие кристаллического фундамента в аркогенезе (сводообразного изгиба, каковым является свод антеклизы) не сопровождалось продольными разломами, едва ли было бы правильным. Выделение блока, отвечающего сводовой части антеклизы, диктуется следующими соображениями. В частности, в пределах последней структуры протерозойского комплекса отличаются глубоким денудационным срезом и имеют, как уже выше отмечалось, останцовый характер (часто в виде брахисинклиналей), о чем свидетельствует и небольшая ширина синклинальных зон (см. рис. 2). Из сравнения глубин синклинальных структур, находящихся в сводовой части антеклизы и в области ее склонов, видно, что мощность эродированной части протерозойского комплекса в сводовой части составляет не менее 2—2,5 км. Такую разницу в мощностях трудно объяснить, не увязывая ее с блоковым (горстовым) характером сводовой части антеклизы. Однако ни на одной геологической карте докембрия КМА разломы, ограничивающие этот блок, отражения не получили. Наличие же этих разломов подсказывается развитием в юго-восточной части Воронежской антеклизы (в пределах Воронежской области) хорошо известных покровов платобазальтов, отдельные из них отмечены в девонских отложениях. Руководствуясь критерием сохранности протерозойских структур, представляется возможным выявить блоковое строение докембрийского фундамента территории КМА с выделением ряда крупных блоков. Эти блоки следующие:

Брянский, Михайловско-Орловский, Курский, Белгородско-Старооскольский и Волоконовско-Валуйский (см. рис. 2). Брянский мегаблок охватывает самую северо-западную периферию Курских магнитных аномалий, отличается глубоким размывом докембриских структур. Структуры, образованные протерозоем, здесь имеют фрагментарный характер. Михайловско-Орловский мегаблок (рис. 4) в отличие от смежных с ним блоков выделяется развитием достаточно крупных синклиналей, сложенных протерозойским комплексом. Однако наблюдается асимметричность в сохранности последних. Они лучше сохранились в западной части



Рис. 4. Схематизированный геологический разрез района Михайловского месторождения и Орловских аномалий (по С. И. Чайкину) Усл. обозн. см. рис. 3

(Михайловский блок). Курский мегаблок, имеющий отчетливо выраженный горстовый характер, отвечает полосе шириной 120—150 км, ограниченной на северо-западе линией Льгов — Фатеж, на юге граница его проходит где-то к северу от Обояни и Шигров. В пределах этого блока синклиналильные структуры, сложенные железисто-кремнистой формацией протерозоя, характеризуются глубоким размывом, где они представлены останцами. Западная часть этого мегаблока часто выделяется в самостоятельный Белгородско-Сумской блок. В пределах его, по имеющимся геофизическим данным, практически отсутствуют структуры, сложенные протерозойскими образованиями. Самыми молодыми докембрическими образованиями в этом блоке являются фрагментарно распространенные породы михайловской серии. Вместе с тем имеющиеся геологические данные свидетельствуют о том, что здесь имелась достаточно крупная и широкая синклиналильная структура (Рыльско-Борисовский синклинали), уничтоженная затем на большем своем протяжении эрозией в связи с приуроченностью к блоку, испытывавшему длительные восходящие движения. В допалеозойском срезе сохранились лишь ее северное (Рыльские аномалии) и южное (аномалии западнее Белгорода) замыкания. Белгородско-Старооскольский мегаблок охватывает полосу шириной 200—250 км, ограниченную на севере разломом, проходящим севернее линии Обоянь-Шигры, а на юге разломом, трассирующимся в общем в направлении от Шебекино к Новому Осколу. Этот блок характеризуется наиболее полной сохранностью синклиналильных структур, выполненных протерозойскими образованиями. Ширина их достигает нередко нескольких десятков километров, а глубина заложения 3—5 км (Яковлевско-Белгородский и Тим-Шигровский синклинали). В целом в этом блоке в системе протерозойских складок отчетливо проявлена господствующая роль синклиналей, размах крыльев которых превосходит разделяющие их антиклинали. Следует отметить, что перечисленные блоки образованы разломами древнего заложения юго-западного — северо-восточного простирания. В нижнем палеозое в связи с заложением Днепровско-Донецкого и Пачелмского авлакогенов на эту древнюю блоковую структуру была наложена горст-антиклиналильная платформенная структура северо-западной — юго-восточной ориентировки (Воронежская антеклиза), северный и южный склоны и сводовая часть которой отвечают блокам, отличающимся разной геологической историей в палеозое, о чем свидетельствует тот факт, что они перекрываются разными по возрасту отложениями палеозоя, а также характеризуются разной мощностью коры выветривания, развитой на докембрических отложениях. В этом отношении резко выделяются Волоконовско-Валуйский (Новооскольский) и Белгородский блоки в области южного крыла антеклизы. Примечательной особенностью первого является то, что в верхнедевонско-нижнекаменноугольную эпоху он был вовлечен в нисходящие

движения раньше, чем Белгородский блок. В пределах его докембрийский фундамент перекрывается морскими отложениями турнейского яруса, а в северных частях образованиями верхних горизонтов фамена. В то время как Белгородский блок вплоть до верхневизейского времени оставался еще сушей, что оказало решающее влияние на формирование формаций коры выветривания верхнедевонско-нижнекаменноугольного возраста. Это обстоятельство привело к тому, что связанный с корой выветривания верхнего девона и нижнего карбона залежи богатых железных руд и бокситов КМА, образовавшиеся за счет латеритного выветривания железистых кварцитов и алюмосиликатных сланцев протерозоя, соответственно сосредоточиваются в Белгородском блоке. Несомненно, рассмотренные мегаблоки в кристаллическом докембрийском фундаменте в свою очередь разбиты на блоки более высокого порядка. Наличие их подтверждается детальной разведкой железорудных месторождений. Однако выделение блоков более высокого порядка при данной степени изученности докембрия является большей частью спекулятивными построениями. Здесь надо иметь в виду, что обилие разломов, показанных на геологических картах [26], еще не может быть свидетельством высокого уровня изученности региона в этом отношении.

Изложенный материал по строению и тектонической позиции протерозойских структур КМА позволяет сделать следующие выводы:

Бассейны седиментации нижнепротерозойской железисто-кремнистой формации КМА представляют собой прогибы геосинклинального типа, приуроченные к крупным глубинным разломам, имея шовный (приразломный) характер. Прогибы развивались на первом этапе с момента своего заложения в эвгеосинклинальном режиме, сменившимся затем миогеосинклинальным. С последним связан седиментационный этап формирования железисто-кремнистой формации.

В нижнепротерозойской геосинклинальной системе КМА выделяется не один, как это считалось до последнего времени, а несколько прогибов, разобщенных между собой срединными гранито-гнейсовыми массивами. Эти частные прогибы развивались автономно, о чем свидетельствуют особенности состава разрезов протерозоя, слагающих крупные региональные синклинальные структуры.

Наиболее полно сохранившиеся региональные структуры представляют собой альпинотипные сложноскладчатые ансамбли, характерные для геосинклинальных областей.

Структура докембрийских образований на территории КМА достаточно детально изучена только в районах, прилегающих к разведанным и эксплуатируемым месторождениям. За пределами этих ограниченных площадей изученность структуры протерозойских отложений и особенно архейских образований весьма слабая, что будет сдерживать обоснованную прогнозную металлогеническую оценку территории КМА.

Литература

1. Акименко Н. М., Белевцев Я. Н., Горошников Б. И., Будинкина Р. П., Ищенко Д. И., Коршенбаум А. П., Кулишов М. П., Ляшенко К. П., Максимович В. Л., Скуридин С. А., Сироткин Р. И., Тохтуев Г. В., Фоменко В. Ю. Геологическое строение и железные руды Криворожского бассейна. М.: Госгеолиздат, 1958. 280 с.
2. Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. М.: Госгеолтехиздат, 1962. 608 с.
3. Гафаров Р. А. Строение фундамента Восточно-Европейской платформы и некоторые вопросы сравнительной тектоники древних платформ.— В кн.: Тектоника фундамента древних платформ. М.: Наука, 1973. 148 с.
4. Гусельников В. Н. Железорудные формации и вулканизм КМА.— Геол. рудн. месторожд., 1980, № 4, с. 44—56.
5. Калганов М. И. Железорудный бассейн Курской магнитной аномалии. М.: Изд-во АН СССР, 1955, с. 690.
6. Каляев Г. И. Тектоника Украинского щита и положение его в структуре Восточно-Европейской платформы.— В кн.: Тектоника фундамента древних платформ. М.: Наука, 1973. 148 с.
7. Косыгин Ю. А. Основы тектоники. М.: Недра, 1974, с. 215.
8. Короновский Н. В. Краткий курс региональной геологии. М.: Изд-во МГУ, 1976. 400 с.

9. *Крестин Е. М.* Докембрий КМА и основные закономерности его развития.— Изв. вузов, сер. геол., 1980, № 3, с. 3—18.
10. *Кропоткин П. Н.* Кардинальные вопросы динамики литосферы Земли и других планет в свете новейших геофизических данных (к итогам 26-й сессии Международного геологического конгресса).— Геотектоника, № 3, 1981, с. 132—136.
11. *Кузнецов С. С.* Геология СССР. М.: Высшая школа, 1968. 440 с.
12. *Марков М. С.* Об особенностях развития земной коры в раннем докембрии (Канадский щит).— В кн.: Геология и петрология докембрия. М.: Изд-во АН СССР, 1962, с. 70—76.
13. *Марков М. С., Моссаковский А. А., Пуцаровский Ю. М., Хомизури Г. П., Штрейс Н. А.* Основные положения учения о геосинклиналих в трудах ученых Академии наук СССР.— Геотектоника, № 3, 1974, с. 27—35.
14. *Милановский Е. Е.* Рифтогенез в истории Земли.— В кн.: Рифтогенез на древних платформах. М.: Недра, 1982, с. 240.
15. *Муратов М. В.* Тектоника фундамента Восточно-Европейской платформы и история его формирования.— В кн.: Тектоника фундамента древних платформ. М.: Наука, 1973. 148 с.
16. *Муратов М. В.* Раннепротерозойский (афебский) этап развития древних платформ и его роль в истории их формирования.— Геотектоника, 1979, № 2, с. 3—28
17. *Новикова А. С.* Зоны метабазитов в фундаменте Восточно-Европейской платформы. М.: Наука, 1975. 152 с.
18. *Павловский Е. В., Марков М. С.* Особенности тектоники ранних этапов развития земной коры континентов.— В кн.: Междунар. геол. конгр., XXII сес. Докл. сов. геологов. Проблема 4. Деформация пород и тектоника. М.: Наука, 1964, с. 92—104.
19. *Пейве А. В., Синицын В. М.* Некоторые основные вопросы учения о геосинклиналих.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1950, № 4, с. 28—52.
20. *Пейве А. В., Штрейс Н. А., Перфильев А. С., Руженцев С. В., Богданов Н. А., Буртман В. С., Книпнер А. П., Макарычев Г. И., Марков М. С., Суворов А. И.* Палеозойды Европы и некоторые вопросы эволюции геосинклиналичного процесса.— Сов. геология, 1972, № 12, с. 7—25.
21. *Плаксенко Н. А.* Особенности палеогеографической обстановки формирования железисто-кремнистых осадков курской серии и вопросы теории докембрийского железорудного осадконакопления.— В кн.: Проблемы образования железистых пород докембрия. Киев: Наук. думка, 1969. 332 с.
22. *Полищук В. Д., Зайцев Ю. С., Клагин Б. Д., Головкин Н. И., Полищук В. И., Павловский В. И., Красицица Р. С.* Геология и железные руды КМА. Т. 1. М.: Недра, 1970. 438 с.
23. *Пуцаровский Ю. М.* Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли. М.: Наука, 1972. 222 с.
24. *Смирнов В. И.* Геология полезных ископаемых. М.: Недра, 1982. 669 с.
25. *Семихатов М. А.* Стратиграфия и геохронология протерозоя. М.: Наука, 1974. 302 с.
26. Схематическая геологическая карта раннедокембрийских образований Воронежской антеклизы. М-б 1 : 500 000/Под ред. Леоненко И. Н. Составили Кононов Н. Д., Петров Б. М. М.: ПГО «Центргеология», 1978.
27. *Хаин В. Е.* Общая геотектоника. М.: Недра, 1973. 510 с.
28. *Янишин А. Л., Гарецкий Р. Г., Шлезингер А. Е.* Роль ученых Академии наук СССР в развитии учения о платформах и некоторые современные его аспекты.— Геотехника, 1974, № 3, с. 6—26.

УДК 551.243.4(235.223)

ДОБРЕЦОВ Н. Л.

О ПОКРОВНОЙ «ТЕКТОНИКЕ» ВОСТОЧНОГО САЯНА

Предложена схема покровной тектоники юго-восточной части Восточного Саяна, обосновано время образования покровов (ордовик — силур). Выделены метаморфические и метафлишондные формации автохтона, аллохтонные формации, слагающие четыре покрова (офиолитовый, углисто-кремнисто-карбонатный (дабанжалгинский), карбонатный (боксонский), верхний карбонатно-вулканогенно-терригенный) и формации неавтохтона (молассовая позднедевонская, гранитоидные и щелочных пород). Специальное внимание уделено олигостромовым пачкам в окинской серии, ильчирской и безымянной свитах, предположительно ордовикского и силурийского возраста, а также вещественному составу и строению офиолитового покрова.

Наличие крупных надвигов в Прибайкалье и в Восточном Саяне установлено давно. Об этом писал, в частности, М. М. Тетяев [19], предполагая широкое распространение мезозойских шарьяжей. А. В. Львов [13] связывал надвиги как с герцинской, так и альпийской складчатостями. В других работах 30—40-х годов [14, 18] категорически отрицались надвиги. Большинство исследователей до конца 50-х годов [1 и др.] картировали надвиги как составную часть палеозойских структур. На детальных картах 50-х годов показывались многочисленные надвиги, которые, например, в обрамлении Гарганской глыбы [8] в целом создавали чешуйчатую структуру. Но впоследствии эти и другие надвиги с карт исчезли или показывались как второстепенные детали палеозойских структур.

В последние годы в работах различных исследователей [2, 3, 5, 7, 10, 15, 17] вновь возрождаются представления о покровной тектонике Восточного Саяна, по крайней мере его юго-восточной части. Это связано с многочисленными находками фаунистических остатков в отложениях, ранее считавшихся докембрийскими, а также с выделением офиолитовых покровов. Аллохтонное залегание пород офиолитовой ассоциации Восточного Саяна в Ильчирском синклинии и по обрамлению Гарганской глыбы сейчас признается большинством исследователей, но положение остальных толщ считается автохтонным; надвиги, как полагают, лишь осложняют общую последовательность напластований. Такая трактовка вызывает целый ряд противоречий, препятствует правильному пониманию структуры Восточного Саяна и повышению точности прогноза полезных ископаемых. Значительная часть геологов до сих пор стоит на чисто фиксистских позициях, придавая значение только блоковой тектонике.

Задача настоящей статьи — обосновать схему покровной тектоники Восточного Саяна, основанную на наших исследованиях в обрамлении Гарганской глыбы, Ильчирской и Окинской структурных зонах и анализе литературных данных, показать время образования покровов и перехода к блоковой тектонике. Этот первый, в известной мере предварительный вариант покровного строения Восточного Саяна неизбежно потребует изменений и уточнений. В частности, встанет вопрос о применимости данной схемы для остальной части Восточного Саяна и прилегающих районов Монголии.

В то же время следует еще раз подчеркнуть, что необходимость признания покровной тектоники юго-восточной части Восточного Саяна вытекает из многих новых фактов. К их числу относятся:

а) находки палеозойской фауны в отложениях, считавшихся рифейскими, поскольку они структурно залегают ниже вендских отложений боксонской серии, в частности в породах, относившихся к сархойской и монгошинской свитам [2, 3, 7];

б) залегание офиолитов в виде покрова в обрамлении Гарганской глыбы и сложное чешуйчатое строение самого офиолитового покрова, фиксируемое по наличию зон меланжа между пластинами в Оспинско-Китойском и Харанурском массивах [18], а также при детальном картировании Урик-Китойского междуречья (данные, Э. Г. Конникова, Н. Л. Добрецова, Е. В. Склярова, П. А. Рошкетая);

в) наличие олистостром или олистостромовых пачек в подошве крупных покровов, установленное в ильчирской свите к северу от Ильчирского озера, в районе Харанурского месторождения ниже офиолитовой пластины и в окинской серии на северо-восточном краю Окинской зоны (район руч. Даялык и др.);

г) резкие скачки в степени метаморфизма, в частности низкая степень метаморфизма пород боксонской и горлыкской серии по отношению к ниже- и вышележащим отложениям;

д) анализ региональных особенностей структур, непосредственные наблюдения отдельных контактов покровов и другие структурные данные.

Междуречье Урика и Китоя, а также северо-восточный фланг Окинской зоны (долина Тустука, Даялыка и др.) представляют районы, в которых наиболее отчетливо выделяются указанные ниже покровы и устанавливаются соотношения между ними, хотя многие проблемы еще не решены.

В этой модели главные структуры региона, выделявшиеся ранее — Гарганская глыба, Ильчирский и Окинский синклиории, имеют другую трактовку. Ильчирский синклиорий представляет синформу, Гарганская глыба — выступ автохтона или параавтохтона, Окинский синклиорий — антиформу или сложную чешуйчато-складчатую зону.

Автохтон сложен метаморфическими формациями преимущественно докембрия, перекрывающей их сланцево-карбонатной формацией неясного возраста и, возможно, метаморфизованной флишoidalной формацией нижнего палеозоя.

Метаморфические формации докембрия с некоторой условностью можно отнести к трем стратиграфическим уровням. Наиболее древние, архейские формации слагают фундамент Сибирской платформы и некоторые блоки вблизи границы платформы. Они объединяются в шарыжалгайскую серию, сложную породами гранулитовой фации метаморфизма. Характерным ее членом являются двупироксеновые гнейсы и сланцы, в различной мере диафторированные и мигматизированные во время более поздних, преимущественно протерозойских событий. Следующая группа формаций, условно протерозойская, объединяет метаморфические породы слюдянской и китойкинской серий и их аналогов. Они обнажаются вдоль границы с Сибирской платформой (рис. 1) в ядре Иркутного и Слюдянского антиклинориев и слагают Гарганскую структуру, трактуемую как «глыбу» (рис. 2). В Слюдянском районе это преимущественно карбонатно-амфиболитовые формации култукской, слюдянской и хангарульской свит. Стратиграфия, состав, особенности метаморфизма и тектоники этих толщ, как и шарыжалгайской серии, многократно описаны в литературе [1, 4, 20]. Менее изучены метаморфические формации Иркутного антиклинория и Гарганской глыбы. В Иркутном антиклинории разрез сходен со слюдянским и представлен породами обрубской свиты (аналога перевальной свиты) и вышележащей харагольской свиты. Последняя, по нашему мнению, объединяет различные породы, в том числе диафториты и бластомилониты. Подобные образования слагают также Гарганскую глыбу. Здесь преобладают полиметаморфические породы, представленные бластомилонитами и огнейсованными породами плагиогранитного состава, сопоставимыми с китойским плагиогранитным комплексом. Среди них сохраняются

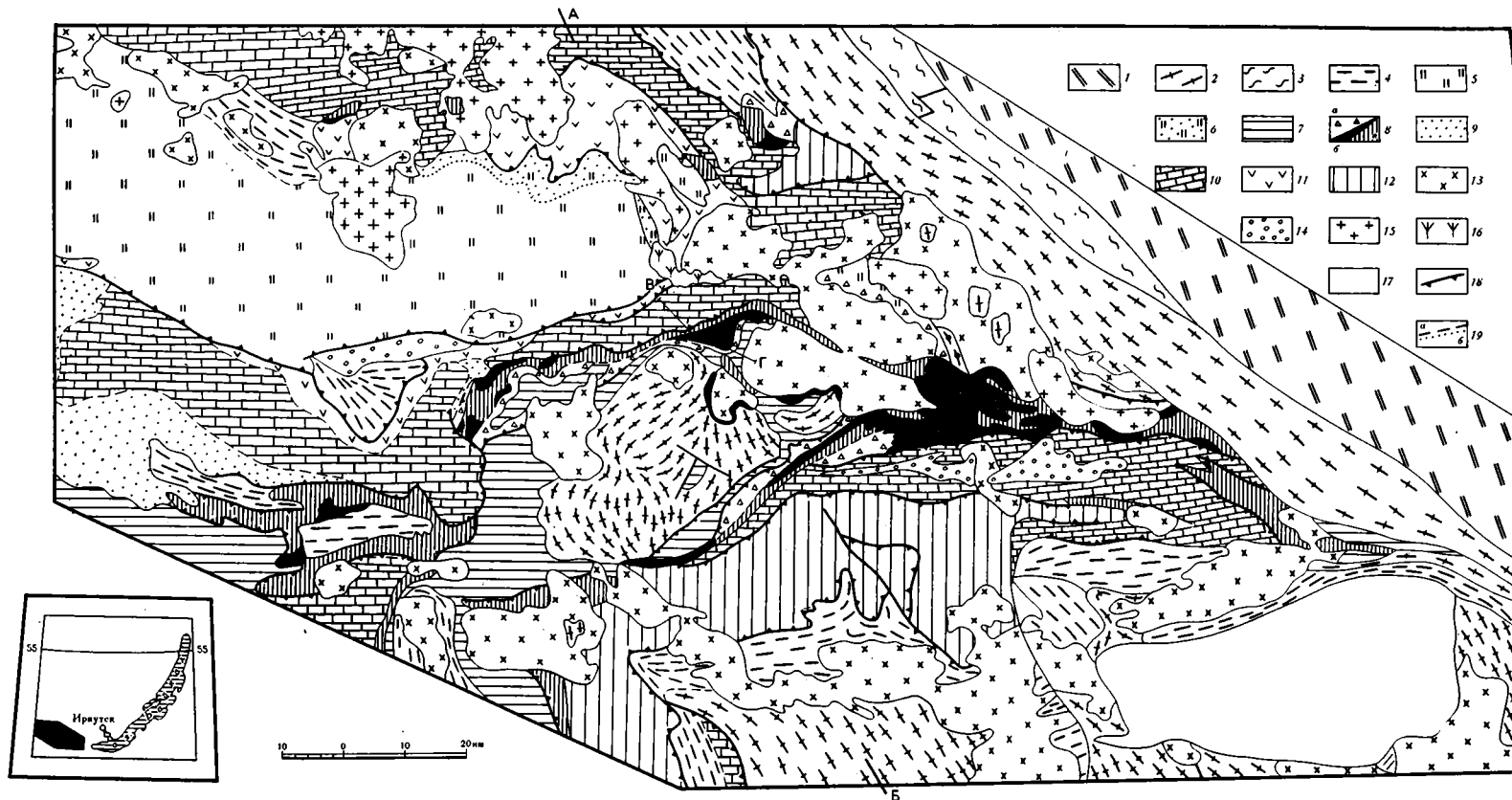


Рис. 1. Схема покровной тектоники юго-восточной части Восточного Саяна
 1—7 — формации автохтона и параавтохтона: 1 — архейский фундамент Сибирской платформы (шарыжалгайская серия); 2 — протерозойские гнейсовые и карбонатно-гнейсовые (слюдянская, китайская серии); 3 — формации (включая диафориты) Урикского грабена; 4 — кристаллосланцевая формация (хардабанская серия, метаморфизованные аналоги окинской серии); 5 — метафлишиодная (окинская серия); 6 — олистострома в окинской серии; 7 — карбонатная (монгошинская, иркутская свиты); 8—11 — формации аллохтона и покровы: 8 — офиолитовый покров, включая метаолистострому (а), ультрабазиты (б), нерасчлененные офиолиты (в); 9, 10 — боксонский покров, включая сархойскую вулканогенно-терригенную формацию (9) и боксонскую фосфорит-

карбонатную формацию (10); 11 — карбонатно-черносланцево-терригенные формации дабанжалгинской и мангатгольской свит; 12 — верхний покров, сложенный островодужной барунгольской и карбонатно-терригенной толтинской формациями; постпокровные интрузивные и осадочные формации; 13 — плагиограниты — гранодиориты сумсунурского (холбинского) комплекса и более древние гранитоиды; 14 — молассовая формация (сагансайрская свита D₃—C₁); 15 — постмолассовые граниты и щелочные граниты (огнитский и другие комплексы); 16 — нефелиновые сиениты боготольского комплекса, 17 — неоген-четвертичные отложения Тункинской впадины. Границы: 18 — подошвы крупных покровов; 19 — внутри покровов (а) и фациальные в автохтоне (б)

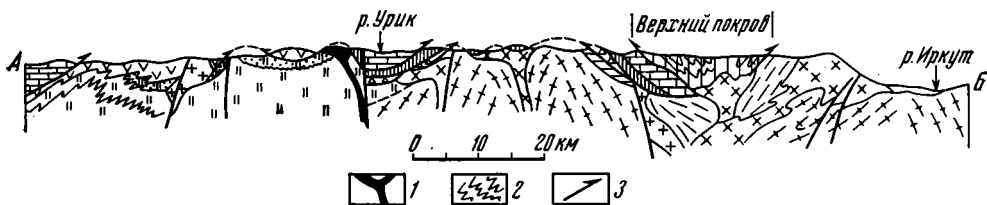


Рис. 2. Схематический разрез Восточного Саяна по линии АВ на рис. 1
1 — сиениты Ботогольского комплекса; 2 — складчатые структуры; 3 — главные надви-
ги; остальные усл. обозн. см. рис. 1

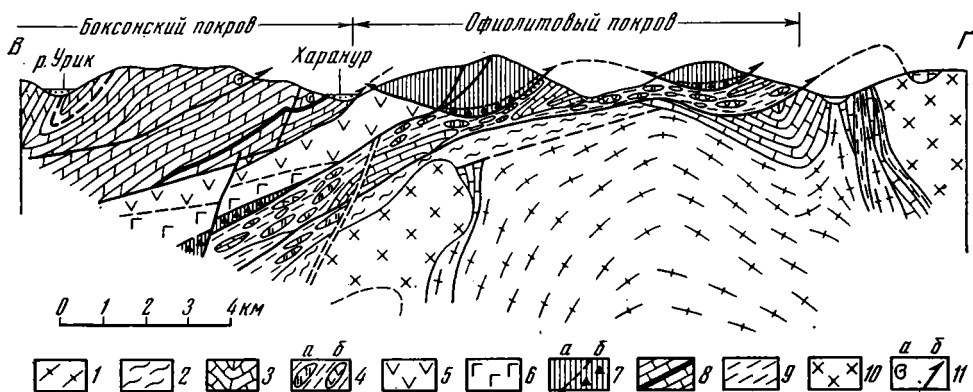


Рис. 3. Разрез через Харанурский массив офиолитов и фосфоритовое месторождение Харанур (центральная часть разреза АВ, на рис. 1 — Вг)
1 — гнейсы и огнейсованные плагиограниты Гарганской глыбы; 2 — зеленосланцевые диафториты; 3 — мраморизованные известняки монгошинской свиты; 4 — олистостромовая формация с олистолитами кремнистых (а), metabазальтовых (б) и других пород офиолитового разреза; 5 — metabазальты и метадиабазы дайкового комплекса; 6 — габброиды; 7 — ультрабазиты (а) с зонами меланжа (б); 8 — карбонатные породы боксонской серии с пластами фосфоритов; 9 — пачки сульфидизированных черных сланцев; 10 — плагиограниты — гранодиориты холбинского комплекса; 11 — места находок палеозойских фаунистических остатков (а), главные надвижки (б)

участки более меланократовых гнейсов, в которых, по данным А. А. Шафеева, присутствуют ассоциации гранулитовой фации, на основании чего эти участки были сопоставлены с шарыжалгайской серией. В результате изучения пород Гарганской глыбы намечается не менее пяти этапов метаморфизма и деформации:

1 — ранний гранулитовый и 2 — более поздний метаморфизм амфиболитовой фации; 3 — плагиомигматиты и параавтохтонные плагиограниты китайского комплекса; 4 — бластомилониты эпидот-амфиболитовой фации, наложенные на все предыдущие ассоциации; 5 — зеленосланцевые бластомилониты и диафториты, развитые по обрамлению глыбы параллельно поверхностям надвигов (рис. 3), реже внутри глыбы и пересекающие все другие контакты. Подобные особенности (полиметаморфизм, обилие плагиогранитов китайского комплекса, редкость карбонатных пород) характерны для метаморфических формаций китайкинской серии вдоль краевого шва Сибирской платформы.

Самые молодые (верхние) метаморфические формации автохтона представлены породами хамардабанской серии и ее аналогов. Они образуют метатерригенный разрез с редкими карбонатными прослоями, зонально метаморфизованный в андалузит-силлиманитовой фациальной серии от зеленосланцевой до мигматит-силлиманитовой зоны [16]. В этой серии обнаруживаются только отдельные зоны зеленосланцевых диафторитов, и в целом история метаморфизма и деформации в ней соответствует, вероятно, двум или трем последним эпизодам преобразования пород Гарганской глыбы. Принадлежность хамардабанской серии к докем-

брю до недавнего времени не вызывала сомнений, приводились доказательства ее постепенного перехода к слюдянской серии [20]. В последние годы появились материалы о наличии крупного перерыва и несогласия в основании хамардабанской серии (корниловской свиты) и о возможности отнесения ее к палеозою [2, 3]. Во-первых, в отложениях корниловской и шубугуйской свит в центральной части Хамар-Дабана вблизи границы с Джидинским синклиналием, по данным геологов Окинской экспедиции, обнаружены остатки хитинозой и граптолитов палеозойского возраста [3]. Во-вторых, в северной и западной частях Окинской структуры многими исследователями описаны постепенные переходы метаморфических пород, сопоставимых с хамардабанской серией, в окинскую серию нижнепалеозойского возраста. В-третьих, толща карбонатно-слюдистых сланцев вдоль подножия Тункинских гольцов, сопоставляемая также с хамардабанской серией, в системе линейных складок постепенно переходит, по данным В. Г. Беличенко [3], в барунгольскую свиту нижнего палеозоя.

С другой стороны, не исключено, что все вышеуказанные факторы объясняются сложной надвигово-чешуйчатой природой контактов хамардабанской серии. В частности, по нашим данным, барунгольская свита слагает самостоятельный покров, тектонический контакт которого с подстилающими метаморфическими сланцами осложнен серией складок. Северный контакт Джидинского синклинория, по материалам В. Г. Беличенко [3], представлен мощной зоной надвига, вблизи которого в докембрийских породах могут быть чешуи палеозойских пород. Северный и северо-западный контакты окинской серии также представлены надвиговыми структурами (см. рис. 1). Поэтому вопрос о возрасте хамардабанской свиты остается открытым.

Сланцево-карбонатная формация, выделяемая как монгошинская серия или иркутная свита, залегает в виде нашлапок со стратиграфическим контактом на гранитогнейсовой формации в центральной части Гарганской глыбы и с сорванными контактами по ее обрамлению. Состав формации неустойчив. В стратотипической местности в монгошинской серии преобладают различные сланцы, по внешнему облику сходные с породами окинской серии. На других участках на большей части обрамления Гарганской глыбы разрез сложен преимущественно карбонатными породами. Последние представлены мраморизованными известняками и доломитами, часто кремнистыми, с многочисленными послынными обособлениями кварца. Отмечаются прослой графитисто-кремнистых сланцев. Все породы метаморфизованы на уровне фации зеленых сланцев. Сланцево-карбонатная формация считалась рифейской на основании находок строматолитов и залегания вместе с ильчирской свитой ниже боксонской серии (V—E). Сейчас это менее очевидно, учитывая покровное залегание ильчирской свиты, входящей в офиолитовый покров, и боксонской серии, образующей второй покров. В последние годы в нескольких точках в монгошинской серии найдены остатки мшанок, остракод, хитинозой нижнего палеозоя [3]. Не исключено, что эта формация охватывает более широкий возрастной интервал (R—PZ) или целиком является нижнепалеозойской.

Мегафлишюидная формация, выделяемая как окинская серия, слагает одноименную структурно-фациальную зону, продолжающуюся до границы с Тувой и Западным Саяном, и отнесена к формациям автохтона достаточно условно. Обоснование структурного положения и возрастного диапазона этой серии имеет большое значение для понимания структуры региона и металлогенических построений. Палеонтологически окинская серия охарактеризована слабо. Мнение об ее силур-девонском возрасте [2, 11] аргументировано недостаточно. По данным Ю. П. Бутова [5], присутствуют горизонты с ордовикскими формами. Не исключено, что серия охватывает широкий возрастной интервал и представляет собой верхний член разреза автохтона. Дабанжалгинская свита, которая, как считалось, в стратиграфической колонке находится ниже окинской серии, залегает, по нашему мнению, в покрове и во многих местах

северо-восточного борта Окинской зоны отчетливо надвинута на окинскую серию. Наблюдались и обратные соотношения, но во всех случаях контакт тектонический. В этих местах в подошве покровов окинская серия представлена типичной олистостромой с олистолитами и горизонтами конгломератов, содержащих породы офиолитовой ассоциации (преимущественно диабазы, а также габбро, серпентиниты, метавулканиды, графитисто-кремнистые сланцы). Олистостромовая формация на геологической карте А. М. Рогачева и Ю. П. Катюхи выделена как нижние подскиты окинской свиты — пестрая и вулканогенно-осадочная [11, 15]. Диагностика олистостромы затруднена из-за недостаточной обнаженности и крупных размеров олистолитов (особенно диабазов), достигающих в длину нескольких километров. На обзорных картах олистострома показана как серия магматических линз диабазов в окинской серии, но наличие здесь же конгломератов с обломками тех же диабазов, кремней, известняков, габбро и серпентинитов, а также разная степень метаморфизма отдельных тел и галек габбро и диабазов доказывают, что это скорее всего олистострома.

Соотношения окинской серии с другими покровами, а также с другими формациями автохтона неясны. Тектонический южный контакт окинской серии с боксонским покровом представлен крутопадающими разломами, иногда имеющими характер взросов или крутых надвигов окинской серии на боксонский покров. Прямых стратиграфических контактов с карбонатно-сланцевой (монгошинской) формацией не наблюдалось. Если подтвердятся данные о постепенных переходах окинской серии в кристаллические сланцы хамардабанской серии, то будут доказаны принадлежность окинской серии к автохтону и среднепалеозойский (послеолистостромовый или синхронный надвигам) возраст зонального метаморфизма андалузит-силлиманитового типа.

В противном случае окинская серия может слагать самостоятельный покров, а возраст зонального метаморфизма останется докембрийским. В пользу последнего свидетельствуют останцы тектонического покрова окинской серии на дабанжалгинскую, наблюдавшиеся около тропы из р. Хан-Модоны в долину р. Тустук.

Аллохтонные формации образуют, как отмечалось, четыре крупных покрова, границы которых маркируются в ряде случаев меланжем, олистостромой или зонами рассланцевания. Но в целом их покровное залегание и последовательность покровов выявляются с учетом общего анализа всей структуры, поскольку сами покровы смяты в складки и большинство контактов крутопадающие. Пологие контакты и последовательность покровов более отчетливо устанавливаются только на периклинальном замыкании складок (см. рис. 1—3).

Нижний покров сложен породами офиолитовой ассоциации и олистостромой и в свою очередь состоит из серии более мелких чешуй. Самую верхнюю чешую в районе Харанурского месторождения (см. рис. 3) и Оспинско-Китайского массива слагают серпентинизированные гарцбургиты и серпентиниты, включающие тела родинитов и нефритов [9, 17]. Ниже располагается пакет чешуй, в которых по частям можно восстановить весь разрез офиолитов (ультрабазиты, переходная зона, полосчатые габбро, дайковый комплекс, метабазалты и метатUFFы, графитисто-кремнистые породы). Во многих случаях эти чешуи разделены зонами серпентинитового меланжа [17]. Верхняя кремнисто-вулканогенная часть этого разреза выделена в оспинскую свиту [15] и наиболее полно представлена к юго-западу от Оспинско-Китайского ультрабазитового массива. Нижнюю чешую слагают породы ильчирской свиты, содержащей олистостромовые горизонты или целиком представленной олистостромовой формацией. В виде олистолитов и обломков в ней встречаются породы двух типов: 1) офиолитовой ассоциации (метабазалты, метадиабазы, реже габбро и серпентиниты) и 2) подстилающей монгошинской серии (мраморизованные известняки, в том числе со строматолитами, графитисто-кремнистые породы, кварциты). Вмещающие породы в первом случае представлены преимущественно песчаниками и гравелитами

(часто с плохой слоистостью, напоминающие туфы), во втором случае — черными углистыми алевролитами и сланцами, слагающими также самостоятельные пачки с прослоями бурых (железистых) доломитов и известняков. Офиолитовые олистолиты в этой толще наблюдались в районе Харанурского месторождения (см. рис. 3), к юго-западу от него в долинах рек Зун-Холба и Барун-Холба, а также в стратотипе ильчирской свиты к северу от Ильчирского озера.

В последнем случае присутствуют не только олистолиты metabазальтов, метадиабазов и метагаббро, метаморфизованные в фации зеленых сланцев, но и единичные олистолиты гранатовых амфиболитов, отсутствующие в ближайшем окружении. По данным Э. Г. Конникова, metabазальты и метадиабазы в олистолитах ильчирской свиты и metabазальты в перекрывающей оспинской свите несколько отличаются. В первых преобладают породы толеитовой серии, сходные с океаническими. Вторые соответствуют островодужной андезит-базальтовой серии. В дайковом комплексе офиолитов, по нашим данным, присутствуют также породы марианит-бонинитовой серии, характерные только для ранних стадий развития островных дуг [9]. В таблице приведены данные по петрохимии характерных пород офиолитовой ассоциации, подтверждающие эту диагностику. В частности, для бонинитов обр. 1375 характерен спектр редких земель, аналогичный марианитам Марианского желоба [9]. По данным К. Б. и В. В. Кепежинских, офиолиты Прихубсугуля (МНР) также обнаруживают два типа базальтов и наличие пород марианит-бонинитовой серии.

Возраст офиолитов (гипербазитов и габбро) считался раннекембрийским, а олистостромовой формации (ильчирская свита) — рифейским, но с учетом покровного их залегания и аналогии с другими районами должен быть пересмотрен. Офиолиты Восточного Саяна имеют большое сходство с западно-саянскими, возраст которых по совокупности данных определяется как вендский или рифей-вендский [16]. Черносланцевая часть оспинской свиты имеет определенное сходство как с дабанжалгинской (O—S), так и чингинской свитой Западного Саяна (V—E₁).

Возраст ильчирской свиты определялся по положению между монгошанской свитой (R) и боксонской серией (V—E), но поскольку это положение чисто тектоническое (в покрове), возраст ильчирской свиты может быть любым. Аналогия с олистостромовыми горизонтами в окинской серии (O—S) и органические остатки предположительно палеозойского возраста, обнаруженные в ильчирской свите П. А. Рошкетаяевым, свидетельствуют скорее всего о нижнепалеозойском возрасте этой формации и венд-нижнепалеозойском возрасте всей офиолитовой ассоциации. Вероятно, присутствует третий тип олистостромов, выделенный Э. Г. Конниковым тектонически выше офиолитового покрова (см. рис. 1) и относимый П. А. Рошкетаяевым и др. [15] к пестрой формации предположительно силурийского возраста.

Вопрос о возрасте и структурно-тектоническом положении олистостром представляет особый интерес, так как офиолитовые олистостромовые, относимые по терминологии М. Г. Леонова [12] к тектоно-гравитационным микситам ликийского типа, фиксируют возраст главной стадии покрообразования. Не исключено, что в Восточном Саяне присутствуют два уровня олистостромов: более древний, возможно ордовикский, соответствует ильчирской свите; более молодой, скорее всего силурийский, представлен олистостромовыми пачками в окинской серии и в пестрой свите П. А. Рошкетаяева.

Дабанжалгинский покров, обнаженный на северо-восточном фланге Окинской зоны, является вероятным аналогом нижнего офиолитового покрова в обрамлении Гарганской глыбы. Он сложен преимущественно породами дабанжалгинской свиты, относимой по многочисленным органическим остаткам к ордовику — силуру [2, 11, 15]. В его состав входят породы офиолитовой ассоциации и олистостромовы ильчирского типа (см. рис. 1), а также породы, сопоставимые с окинской серией и обнажающиеся в ядрах синклиналильных структур [15] или, по другим данным

Состав типичных пород офиолитового комплекса Восточного Саяна

Компонент	Ультрабазиты			Пироксениты — габбро				Дайковый комплекс				Метаэффузивы			
	1282	C53в	C66	C26a	C30г	C26б	1132	1314А	1375	1641	C28	1372	C50	C22	C21в
SiO ₂	41,46	38,48	41,02	49,66	55,66	46,62	48,94	53,96	52,68	36,26	52,06	53,90	47,94	44,02	47,56
TiO ₂	0,02	0,01	0,01	0,05	0,12	0,09	0,07	0,25	0,08	1,27	0,11	0,22	0,46	1,14	2,50
Al ₂ O ₃	Н. о.	0,3	0,98	1,60	3,48	13,40	16,00	16,00	14,90	8,85	7,43	14,74	16,82	15,82	12,61
ΣFeO	5,75	7,88	6,10	8,90	6,36	8,84	8,07	8,27	5,88	11,22	9,05	7,85	8,92	12,09	15,77
MnO	0,09	0,20	0,15	0,15	0,15	0,18	0,17	0,14	0,13	0,28	0,17	0,22	0,18	0,18	0,24
MgO	44,42	47,84	41,16	29,42	17,65	10,20	8,52	6,19	9,96	11,42	18,0	8,98	6,02	7,62	5,54
CaO	0,16	с. л.	2,25	2,17	12,72	16,02	13,26	6,00	9,30	9,84	8,01	6,52	7,48	12,26	9,40
Na ₂ O	0,04	0,20	0,34	0,27	0,52	0,44	1,01	5,40	3,25	0,67	0,55	1,06	2,03	1,54	0,96
K ₂ O	0,04	0,02	0,06	0,06	0,20	0,06	0,09	0,16	0,43	0,63	0,10	1,90	0,48	0,10	0,09
P ₂ O ₅	0,03	Н. о.	Н. о.	0,01	0,02	0,07	0,05	0,05	0,03	0,08	0,03	0,07	0,07	0,10	0,26
П. п. п.	7,88	4,78	7,78	7,57	3,12	3,75	3,51	3,67	2,78	19,28	4,90	3,55	9,48	4,47	4,50
Сумма	99,89	99,71	99,84	99,54	100,00	99,67	99,69	100,09	99,42	99,80	100,41	99,04	99,88	99,34	99,43
Rb	<3	<2	<2	<2	<2	2	3	8	5	11	20	5	<20	<20	<20
Cs	0,07	—	—	—	—	—	0,06	0,13	0,04	0,32	—	0,06	—	—	—
Sr	—	9	9	5	160	100	184	126	120	246	52	201	360	160	100
Ba	9	—	—	—	—	—	7	61	151	362	—	81	—	—	—
Hf	<1	—	—	—	—	—	0,15	1,3	0,21	1,8	—	0,6	—	—	—
Ta	<0,005	—	—	—	—	—	0,05	0,13	0,04	0,57	—	0,06	—	—	—
Th	0,015	—	—	—	—	—	0,38	1,04	0,14	0,36	—	0,65	—	—	—
U	0,05	—	—	—	—	—	0,24	0,74	0,15	0,48	—	0,40	—	—	—
La	0,9	—	—	—	—	—	2,4	3,5	0,9	6,6	—	2,6	—	—	—
Yb	0,03	—	—	—	—	—	0,73	1,44	0,57	1,82	—	1,37	—	—	—
Эр. з. э.	3,91	—	—	—	—	—	13,62	22,14	5,69	45,70	—	14,88	—	—	—
Sc	3,7	—	—	—	—	—	53	40	36	30	—	43	—	—	—
Cr	2044	2100	2400	2300	1300	260	350	110	300	752	140	180	170	530	410
Co	95	60	47	34	34	32	32	34	33	51	38	36	30	45	47
Ni	3034	2000	2200	430	220	150	84	66	128	643	60	67	90	95	150
Zn(Cu)	37	(21)	(9,0)	(7)	(14)	(21)	74	63	44	240	(79)	63	(24)	(39)	(25)
Au	<2	<2	—	—	—	—	<3	3,2	2	2	—	2	—	—	—

Примечание. Материалы Э. Г. Конникова, Е. В. Склярова и автора. Химические анализы выполнены в ГИН БФ СО АН СССР, аналитик В. А. Иванова. Элементы примеси (Prp) в обр. 1282, 1132, 1314А, 1375, 1641 и 1372 определены нейтронно-активационным методом в ИГиГ СО АН СССР, аналитик В. С. Пархоменко, остальные — атомно-адсорбционным методом в ГИН БФ СО АН СССР, аналитик Огурцова. Обр. 1282 — серпентинизированный гарцбургит, C53в — дунит, C66 — лерцолит, C26a — ортопироксенит, C30г — веб-терит, C26б — полочатое соскороптовое габбро, 1132 — габбро, 1314а — габбро-диабаз, 1375 — бонинитовый габбро-диабаз, 1641 — пикритовый метадиабаз (хлоритизированный и карбонатизированный), C28 — марьянтовая дайка, 1372 — бонинитовый метаэффузив и C50 — порфирит оливиновой ситы, C21в и C22 — порфириты из олистиолитов ольжирской ситы.

(Ю. П. Бутова и др.), в виде чешуй в синформах. Дабанжалгинская свита представлена карбонатно-углисто-сланцевой формацией, в которой черносланцевые пачки, по данным А. Г. Миронова и др., геохимически заметно отличаются от черных сланцев офиолитовой ассоциации. В частности, черные сланцы в дабанжалгинской формации имеют повышенный кларк фосфора, молибдена, ванадия, тория, беднее калием и глинистой составляющей. По мнению В. Г. Беличенко [3], дабанжалгинская свита сопоставляется с мангатгольской свитой. Она залегает выше боксонского покрова и относится по возрасту к позднему кембрию — ордовику. По нашим данным, свита содержит также олистолиты и является аналогом ильчирской свиты.

Дабанжалгинский покров выделен условно, так как его тектоническая позиция и внутреннее строение выяснены недостаточно. Отчетливо наблюдаются только надвиговые соотношения дабанжалгинской свиты с окинской серией на северо-восточном фланге ее распространения. Здесь покров дабанжалгинской свиты подстилается офиолитокластовой олистостромой с крупными олистолитами метабазальтов, метадиабазов, реже габбро, которые можно рассматривать как захороненные остатки офиолитового покрова. В этом случае дабанжалгинский покров можно трактовать как верхнюю, лучше сохранившуюся часть офиолитового покрова или самостоятельную верхнюю чешую этого покрова.

Боксонский покров сложен преимущественно породами одноименной карбонатной серии V—E, которая на отдельных участках покрова достраивается вниз по разрезу терригенными образованиями (сархойской серии), а вверх по разрезу — мангатгольской свитой (E₃—O). Возраст сархойской красноцветной вулканогенно-терригенной формации (свиты) остро дискуссионный. Ранее она на основании положения в разрезе ниже вендских отложений боксонской серии (ниже забитской свиты) считалась рифейской. В последние годы Ю. П. Бутов [7] нашел в самых нижних горизонтах сархойской серии в бассейне р. Дибь палеозойские окаменелости. Возможны два варианта: 1) сархойская серия вся относится к нижнему палеозою (ордовику?) и слагает самостоятельную чешую в подошве боксонского покрова, аналогично положению ильчирской свиты с олистостромой в подошве офиолитового покрова. В этом случае противоречивые описания разнообразных (в том числе кислых) вулканитов и туфов в сархойской свите могут характеризовать олистострому либо островодужную серию, сопоставимую с барунгольской свитой (см. ниже); 2) палеозойские отложения, найденные Ю. П. Бутовым, представляют мелкие тектонические линзы в подошве боксонского покрова, а преобладающая часть отложений, относимых к сархойской серии, действительно является рифейской формацией островодужного типа. В любом случае палеозойские отложения ниже вендских или рифей-вендских пород подтверждают надвиговой характер нижнего контакта боксонской серии.

Этот же вывод следует из анализа карт, поскольку контакт боксонского покрова срезает разные горизонты и боксонского покрова, и ниже лежащих отложений, а также из непосредственных наблюдений, сделанных нами в районе Харанурского и Боксонского месторождений. Покровное залегание следует, кроме того, из сопоставления очень слабого метаморфизма боксонской серии по сравнению с ниже лежащими и выше лежащими отложениями. Последнее обстоятельство отмечалось еще первыми исследователями Восточного Саяна [14, 18].

В районе Харанурского месторождения фосфоритов (см. рис. 3) скважинами и канавами прослежен пологопадающий тектонический контакт между породами продуктивной толщи и ниже лежащей офиолитовой серии. Последние здесь представлены зелеными сланцами и зелено-каменными метабазальтами, которые смяты в несколько генераций складок, срезаемых поверхностью контакта. Ориентировка линейности и осей складок почти перпендикулярна линии контакта. Непосредственно в контакте наблюдаются сульфидизированные черные сланцы и известняки, а также березитированные породы, выше которых расположены брекчированные, но неметаморфизованные карбонатные породы.

Породы Боксонского покрова почти повсеместно практически не метаморфизованы. Даже кремнистые стяжения в доломитах сохранили халцедоновидный облик и не содержат реакционных каемок на контакте с доломитом. Только там, где Боксонский покров пронизан гранитными интрузиями (северное крыло Окинской антиформы, левобережье р. Урик и др.), породы карбонатной формации неоднородно метаморфизованы и до недавних находок кембрийской фауны [3, 6] включались в состав претерозойских стратиграфических подразделений.

В районе Харанурского месторождения фосфоритоносная пачка находится на разном расстоянии от надвигового контакта с офиолитами. Ниже фосфоритовой пачки на северо-восточном фланге месторождения выделяется мощная (до 1000 м) доломитовая толща. В самих фосфоритах Ю. П. Катюхой найдены, а А. М. Обутом определены граптолиты ордовикского возраста. Эти сборы по настоянию А. М. Обутова были трижды повторены, и, по его мнению, ордовикский возраст этих окаменелостей не вызывает сомнения. По нашим представлениям, а также Ю. П. Катюхи и Ю. П. Бутова, продуктивная пачка Харанурского месторождения не входит в состав боксонской серии, а значительно моложе, и может сопоставляться с мангатгольской свитой [3, 15]. Структура месторождения покровно-чешуйчатая. Севернее выходов фосфоритоносной пачки внутриформационный надвиг (см. рис. 3) отделяет от нее мощную доломитовую толщу боксонской серии, в которой найдены трилобиты нижнего кембрия [5]. Она сходна с толщей, подстилающей фосфориты, поэтому не исключено, что наблюдается удвоение разреза и возможно повторение фосфоритовой пачки. Аналогичное строение, возможно, имеет и Ухагольское месторождение фосфоритов.

Приведенные данные, во-первых, ставят проблему выявления нового ордовикского уровня промышленной фосфатности не только в Восточном Саяне, но и на прилегающих территориях; во-вторых, с учетом покровной тектоники необходимы специальное структурное изучение и доизучение Харанурского и Ухагольского месторождения фосфоритов. Это, с одной стороны, увеличивает перспективы, с другой — усложняет ведение поисково-разведочных работ на фосфориты в Восточном Саяне.

Верхний покров слагает осевую часть Ильчирского синклинория (точнее, ильчирской синформы) и с некоторой условностью выделяется на правобережье Иркутка и в северо-восточной части района (см. рис. 1). Этот покров сложен метаморфизованной в фации зеленых сланцев вулканогенно-терригенной формацией островодужного типа (барунгольская свита [15]) и вышележащей карбонатно-терригенной формацией (толтинская свита [15]). Толтинская свита условно отнесена к ордовику на основании редких находок проблематичных окаменелостей [15], барунгольская свита может иметь тот же или несколько более древний ($\epsilon-O_1$) возраст.

Залегание верхнего покрова в ядре синформы асимметричное. На северо-западном фланге породы контактируют с боксонским покровом, на юго-восточном — с кристаллическими сланцами автохтона (см. рис. 1, 2). Юго-восточный контакт, наблюдавшийся нами в верховьях Толты, носит отчетливо надвиговый характер. Здесь с кристаллическими сланцами контактирует не нижняя, а верхняя (толтинская) карбонатно-сланцевая толща, образующая лежащие складки, опрокинутые в сторону контакта. В самом контакте карбонатные породы тонко рассланцованы и содержат закатанные ксенолиты кристаллических сланцев. В последних формируются мелкие складки волочения, оси которых перпендикулярны линии контакта, но примерно параллельны плоскости контакта. Северный контакт барунгольской толщи с боксонским покровом также явно тектонический, что фиксируется скачком степени метаморфизма, возрастающего в вышележащих породах верхнего покрова. Но сам контакт в большей его части представляет разлом (сдвиг) и только местами фиксируется его надвиговая природа.

Формации неавтохтона формировались, вероятно, в следующей последовательности: 1) плагиограниты и гранодиориты холбинского

комплекса прорывали покровы и внедрялись частично вдоль тектонических контактов покровов (в частности, сам холбинский массив — вдоль подошвы офиолитового покрова, остатки которого хорошо сохранились во внешней зоне этого массива и его сателлитов). Судя по К—Аг-датировкам, его возраст силурийский (410 ± 20 млн. лет), т. е., вероятно, плагиограниты внедрились сразу после покровообразования или даже одновременно с последними стадиями шарьирования; 2) девонская эффузивная (вулканогенно-осадочная) формация, распространенная в основном к северу от изученного района, возможно, близка по возрасту к молассовой формации неоавтохтона; 3) молассовая формация представлена сагансайрской свитой, которая отчетливо перекрывает части покровов, а также плагиограниты Горлыкского массива (см. рис. 1); правда, отнесение этого массива к холбинскому (субсунурскому) комплексу дискуSSIONно, часть исследователей относит его к более древним формациям; судя по растительным остаткам, сагансайрская свита не древнее позднего девона [3, 15], хотя раньше относилась к позднему кембрию — ордовику; 4) более молодые интрузии, отсутствующие в гальке сагансайрской свиты, представлены субщелочными гранитами и граносиенитами огнитского комплекса и нефелиновыми сиенитами ботогольского комплекса; традиционно считаются также девонскими, но судя по «омоложению» возраста сагансайрской свиты, вероятно, окажутся более молодыми.

Все формации неоавтохтона сформировались после главной складчатости и образования покровов и связаны в основном с блоковой тектоникой. Складки в сагансайрской свите указывают на проявление также герцинской складчатости. Отдельные надвиги и связанные с ними складки относятся к еще более молодым движениям, но в целом они носят второстепенный характер. Начиная с девона, в Восточном Саяне и прилегающих территориях преобладала блоковая тектоника, которая сильно затушевала каледонские складки и покровы.

Для обоснованных палинспастических реконструкций и выяснения истинной палеогеографии в каледонское время в этом районе палеоазиатского океана [10] данных пока недостаточно. Формации разных покровов и автохтона могут соответствовать одному возрастному интервалу (венд — силур) или перекрываться в интервале поздний кембрий — ордовик. Но палеогеографические обстановки, соответствующие этим формациям, совершенно различные.

На основании вышеизложенного можно заключить, что юго-восточная часть Восточного Саяна относится не к байкалидам или ранним каледонидам (салаиридам), а к «полным каледонидам», которые, по В. Г. Беличенко [2], образуют в Прибайкалье обширный пояс вокруг Сибирской платформы, значительно сокращая площадь собственно байкалид. В отличие от других каледонид этого пояса, юго-восточная часть Восточного Саяна характеризуется наиболее отчетливым покровным строением с широким участием офиолитовых покровов. Во многих отношениях этот район сходен с Западным Саяном и Западной Тувой [2, 16]. Возможно, такое же строение имеет восточное Прихубсугулье и Джидинский район, но для выявления покровного строения этих районов нужны специальные исследования.

Главной задачей будущих исследований помимо уточнения последовательности покровов, их границ и соотношения между покровами является выяснение стратиграфии и возраста каждого покрова и отдельно формаций автохтона и параавтохтона и последующая детальная корреляция состава и возраста формаций разных покровов и автохтона. Необходимы также специальные структурные, метаморфогенно-петрологические и геофизические исследования для создания глубокой модели региона, намеченные на рис. 2 и 3 весьма приблизительно. Только после этой работы, с учетом межрегиональных корреляций, можно переходить к обоснованным палинспастическим палеогеографическим реконструкциям.

Литература

1. *Арсентьев В. П.* Краткий очерк тектоники юго-восточной части Восточного Саяна.— Тр. БурКНИИ. Сер. геол., вып. 2. Улан-Удэ, 1960, с. 39—50.
2. *Беличенко В. Г.* Ранние или полные каледониды Саяно-Байкальской горной области.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1983, № 1, с. 68—75.
3. *Беличенко В. Г.* Проблемы геологии юго-восточной части Восточного Саяна и Хамар-Дабана.— В кн.: Геология и полезные ископаемые Бурятии. Улан-Удэ, 1983, с. 107—114.
4. *Васильев Е. П., Резницкий Л. З., Вишняков В. Н., Некрасова Е. А.* Слюдянский кристаллический комплекс. Новосибирск: Наука, 1981. 198 с.
5. *Бутов Ю. П.* Находки палеозойской фауны в окинской свите.— Докл. АН СССР, 1980, т. 252, № 1, с. 167—170.
6. *Бутов Ю. П., Далматов Б. А.* Находки кембрийской фауны в юго-восточной части Восточного Саяна.— Геология и геофизика, 1977, № 10, с. 128—132.
7. *Бутов Ю. П., Морозова И. П.* Находка палеозойской фауны в Сархойской свите (Вост. Саян).— Докл. АН СССР, 1982, т. 267, № 1, 153—156.
8. *Глоба В. А.* Основные черты геологии и золотоносности одного из районов Восточного Саяна.— Тр. Вост.-Сиб. геол. ин-та, вып. 13. Иркутск, 1963, с. 101—129.
9. *Добрецов Н. Л.* Глобальные петрологические процессы. М.: Недра, 1981. 236 с.
10. *Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Моралев В. М.* Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. М.: Недра, 1976. 231 с.
11. *Катюха Ю. П., Рогачев А. М., Бялый В. И.* К стратиграфии палеозоя юго-восточной части Восточного Саяна.— В кн.: Проблема возраста геологических образований юга Восточной Сибири. Иркутск: ВостСНИИГвМС, 1980, с. 43—48.
12. *Леонов М. Г.* Тектоно-гравитационные микситы и условия их образования.— Геотектоника, 1983, № 1, с. 14—27.
13. *Львов А. В.* О геологических исследованиях в Тункинских и Кытойских Альпах. Советская Азия. М.: Изд-во АН СССР, 1930, № 3—6.
14. *Молчанов И. А.* Восточный Саян.— В кн.: Очерки по геологии Сибири. М.—Л.: Изд-во АН СССР, 1934. 82 с.
15. *Роцектаев П. А., Катюха Ю. П., Рогачев А. М.* Основные черты стратиграфии юго-восточной части Восточного Саяна.— В кн.: Проблемы стратиграфии Сибири. Новосибирск: Наука, 1984.
16. *Добрецов Н. Л., Казак А. П., Молдаванцев Ю. Е. и др.* Петрология и метаморфизм древних офиолитов. Новосибирск: Наука, 1977. 221 с.
17. *Скляров Е. В., Куликов А. А., Медведев В. И., Цой Л. А.* Структурная позиция офиолитов обрамления Гарганской глыбы.— В кн.: Петрология и минералогия базитов Прибайкалья и Забайкалья. М.: Наука, 1984.
18. *Соболев Н. Д.* Материалы для геологии и петрографии Тункинских и Кытойских Альп. М.—Л.: Изд-во АН СССР, 1940, с. 144.
19. *Тетяев М. М.* Явления шарьяжа в Восточном Саяне.— Вестн. Геол. комитета, 1927, № 10, с. 3—15.
20. *Шафеев А. А.* Докембрий юго-западного Прибайкалья и Хамар-Дабана. М.: Наука, 1970. 179 с.

Геологический институт
Улан-Удэ

Поступила в редакцию
31.V.1983

УДК 551.242.3(571.121+571.511)

УСТРИЦКИЙ В. И.

О СООТНОШЕНИИ УРАЛА ПАЙ-ХОЯ, НОВОЙ ЗЕМЛИ И ТАЙМЫРА

Рассмотрена фациальная зональность и история развития Полярного Урала, Пай-Хоя, Новой Земли и Таймыра. Сделан вывод о том, что герцинские структуры Урала на севере оканчиваются в районе Байдарацкой губы, отделяясь от одновозрастных структур Таймыра Южно-Карским остаточным океаническим бассейном. Складчатые структуры Пай-Хоя и Новой Земли сформировались в конце триаса на западном борту этого бассейна и имеют более простое строение.

Вопрос о северном продолжении Урала рассматривался в литературе неоднократно [16, 22, 23 и др.]. Согласно наиболее распространенной точке зрения, ранее разделявшейся автором [16] и принятой в «Тектонике Северной Евразии» [15], герцинская складчатая зона Урала на севере круто меняет северо-восточное простирание на северо-западное и, постепенно затухая, продолжается под водами Карского моря параллельно Пай-Хою и Новой Земле.

Ю. Е. Погребницкий [12] первым отметил киммерийский возраст складчатых сооружений Пай-Хоя и Новой Земли и отделил их от Урала. Большую часть Карского моря на его схеме занимал древний Карский массив.

В последнее десятилетие в результате тематических геологосъемочных работ существенно изменились представления о геологическом строении Новой Земли [2, 4, 8, 9, 17, 18]. На Карском море проведен комплекс геофизических работ. Эти данные существенно повышают достоверность исходного фактического материала и позволяют дать более обоснованную его интерпретацию. Между тем за последние 10—15 лет рассматриваемому вопросу посвящена единственная статья Ф. И. Енцовой [5], которая пришла к выводу о том, что Пай-Хой представляет собой «инверсионный вал, возникший на месте ранне- и среднепалеозойской интракратонной геосинклинали».

Настоящая статья представляет попытку подойти к выяснению истории развития путем анализа фациальной зональности отложений во всех рассматриваемых регионах и интерпретации полученных данных на акваторию Карского моря с учетом геофизических материалов. В основе ее лежат материалы автора, занимавшегося изучением палеозойских отложений Пай-Хоя, Новой Земли и Таймыра в течение ряда лет. История развития рассматривается с силура. По более древним отложениям данных для надежных построений недостаточно. Будут кратко разобраны Полярный Урал, Пай-Хой, Новая Земля, Таймыр и Западно-Сибирская низменность, а затем дан прогноз строения и развития Южно-Карской впадины и сравнительная характеристика перечисленных регионов.

ФАЦИАЛЬНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ И ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ ОТДЕЛЬНЫХ РЕГИОНОВ

Полярный Урал. В среднепалеозойских отложениях на Полярном Урале фациальная зональность выражена весьма отчетливо [13, 16]. С запада на восток выделяются:

1. Елецкая зона развития мелководных, типично платформенных карбонатных отложений.

2. Лемвинская зона с преобладанием маломощных кремнистых и кремнисто-глинистых пород. В. Н. Пучков [13] считает ее глубоководными отложениями палеозойского континентального склона; с этим согласен и автор. По аналогии с современным континентальным склоном эта зона рассматривается как область выклинивания гранитного слоя.

3. Зона развития эффузивов, главным образом различных базальтов с гигантскими массивами ультраосновных пород (офиолитовая ассоциация), которые в настоящее время рассматриваются как участки океанической коры, выжатые вверх по континентальному склону в процессе герцинской складчатости (обдукция).

4. Тагильская зона сложного стратиграфического и латерального чередования силурийско-девонских известняков, часто рифогенных, терригенных пород и разнообразных эффузивов, обычно щелочных. Появление рифогенных формаций и тип магматизма делают весьма вероятной параллелизацию этой силурийско-девонской зоны с современными островными дугами и окраинными морями, т. е. областью с корой переходного типа.

Поздний палеозой на Урале — время герцинской складчатости, общего воздымания, формирования орогена и предгорного прогиба. На Полярном Урале этот процесс начался несколько позднее, в начале перми. Складчатость была обусловлена давлением с юго-востока, что устанавливается по направлению движения надвиговых чешуй; смещение по наиболее крупным надвигам достигает 70 км, а суммарное сжатие — сотнями километров [10]. В составе пород на воздымавшемся орогене офиолиты присутствуют с самого начала его размыва, что устанавливается по присутствию в составе тяжелой фракции обломочных пород хромшпинелидов [11]. Ороген продолжает существовать и в начале триаса, причем в это время в разрыв вовлекаются глубоко измененные зеленокаменные толщи, на что указывает преобладание в составе тяжелой фракции эпидота.

В течение триаса идет постепенный размыв орогена, а в конце его — общее поднятие и слабая складчатость, охватившая все Приуралье и Зауралье. В начале юры происходит общее опускание, в связи с чем юрские осадки трансгрессивно залегают на разных горизонтах триаса и палеозоя, образуя горизонтально залегающий чехол.

Пай-Хой, Вайгач и Новая Земля. В среднепалеозойских отложениях региона четко фиксируется фациальная зональность, сходная с наблюдающейся на западном склоне Урала [2,15]. На всем юго-западном склоне Пай-Хоя, большей части Вайгача и юго-западе Южного острова Новой Земли развиты платформенные карбонатные отложения, являющиеся непосредственным продолжением елецкого комплекса и имеющие мощность до 6 км. Северо-восточнее на Пай-Хое повсеместно распространены преимущественно кремнистые и кремнисто-глинистые, иногда яшмовидные осадки мощностью до 2500 м, аналогичные Лемвинской зоне Урала и по аналогии с ними рассматриваемые как отложения континентального склона. На стыке карбонатных и кремнистых формаций, т. е. по краю палеозойского шельфа, обычны рифы. На рис. 1 видно, что структуры Пай-Хоя и Новой Земли, в общем повторяя границу среднепалеозойских фациальных зон, идут более плавно, как бы срезая выступающие углы фациальных зон.

Севернее Вайгача характер фациальной зональности несколько меняется. Западнее Новой Земли на краю платформы в отдельные отрезки силура и девона появляются поднятия [2], поставляющие в прогиб значительное количество терригенного материала (на схеме не показаны), поэтому в восточной зоне, т. е. на континентальном склоне, к чисто кремнистым отложениям добавляются терригенные. Сами фациальные переходы на Новой Земле происходят более плавно, чем на Пай-Хое. Ширина зоны перехода от рифов до чисто кремнистых пород на Южном острове Новой Земли достигает в турнейском ярусе, например, 50—70 км, в то время как на Пай-Хое она не превышает 30 км.

По-видимому, это обусловлено тем, что континентальный склон на Новой Земле был более пологим, чем на Пай-Хое.

Таким образом, рассмотрение фациальной зональности среднепалеозойских отложений Урала, Пай-Хоя и Новой Земли позволяет сделать вывод об их одинаковом палеогеографическом и палеотектоническом положении: в среднем палеозое они являлись восточной границей единой Восточно-Европейской платформы, включавшей Баренцево-Северо-Карскую плиту. Современные новоземельские складчатые структуры, как и структуры западного склона Урала, возникли на месте среднепалеозойского континентального склона.

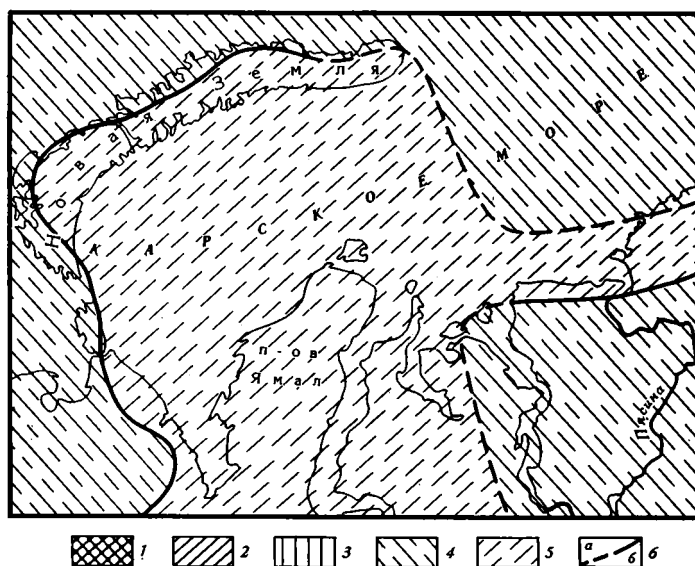


Рис. 1. Палеогеографическая схема. Силур — девон
 1 — высокая суша (области размыва); 2 — низкая суша (континентальные отложения); 3 — суша, временно заливавшаяся морем (параличские отложения); 4 — мелкое море; 5 — глубокое море (океан и континентальный склон); 6 — установленные (а) и предполагаемые (б) границы между палеогеографическими областями

Продолжением этой зоны на восток, по-видимому, является поднятие, разделяющее Южно- и Северо-Карскую впадины, так называемый Таймыро-Новоземельский порог [12], представляющий, как и Новая Земля, выступ палеозойских пород среди мезозойских. Об их единстве кроме морфологии свидетельствует и значительное сходство магнитных и гравитационных аномалий обеих структур.

Если в среднем палеозое история развития западного склона Урала и Новой Земли была в общем одинакова, то в позднем она принципиально различна. В отличие от Урала на Новой Земле герцинская складчатость не проявилась, и в течение почти всего позднего палеозоя сохранялся режим континентального склона.

В среднем карбоне — начале позднего карбона в западной зоне продолжают формироваться маломощные карбонатные органогенные осадки. В то же время в восточной зоне в составе пород появляются радиоляриты, а бентосная фауна отсутствует, что свидетельствует о значительной глубине бассейна [4]. Положение фациальных зон остается тем же, что и в среднем палеозое.

В начале перми большая часть западной фациальной зоны испытывает резкое опускание. В прогибание вовлекается край платформы шириной до 200 км (зона, протягивающаяся вдоль Пай-Хоя и Новой Земли). В связи с этим каменноугольные известняки, характерные

для Елецкой зоны, резко перекрываются здесь ассельско-сакмарскими маломощными (8—15 м) мергелями, представляющими осадки некомпенсированного прогиба и замещающимися в восточных разрезах Новой Земли радиоляритами, сформировавшимися ниже уровня карбонатной компенсации [17]. Среди кремнистых пород присутствует большое количество рассеянного карбонатного материала, обычно криноидей, реже галек и валунов органических известняков с фауной нижнего и среднего карбона, сползавших по склону с запада. Есть и валуны пермских рифогенных пород. Величина перемещения определяется десятками километров.

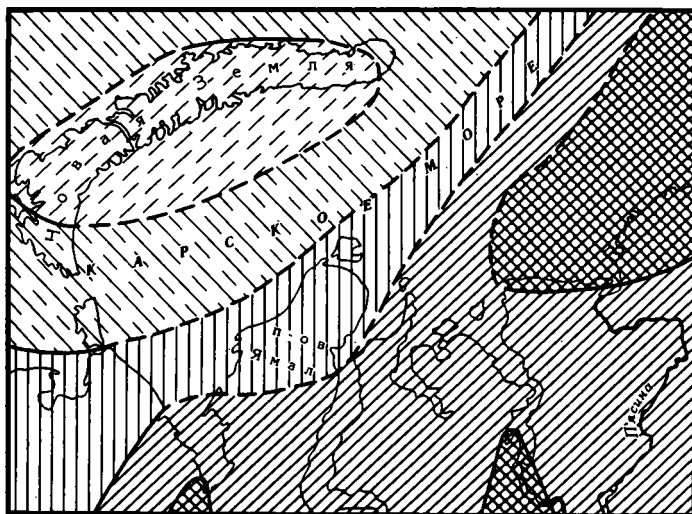


Рис. 2. Палеогеографическая схема. Начало поздней перми
Усл. обозн. см. рис.1

На стыке глинисто-карбонатных и кремнистых фаций, т. е. на континентальном склоне вблизи уровня карбонатной компенсации выявлена зона накопления мощных, до 30 м, карбонатных марганцевых руд, прослеживающаяся с перерывами на 500 км от нижнего течения р. Кары на Пай-Хое до п-ова Адмиралтейства на Северном острове Новой Земли [3].

Ход осадконакопления коренным образом меняется в начале поздней перми, когда до Новой Земли начинает доноситься огромное количество терригенного материала, сносимого с Урала; на протяжении ранней перми он осаждался в пределах Предуральского прогиба и Печорского бассейна. Как видно на рис. 2 и 3, на протяжении перми на Пай-Хое и Новой Земле идет постепенная смена глубоководных морских осадков вначале мелководными, затем параллическими угленосными и наконец континентальными. Она происходит как снизу вверх по разрезу в каждом конкретном районе, так и в одновозрастных отложениях по мере приближения к Уралу. В наиболее удаленных от Урала районах Северного острова (п-ов Адмиралтейства) морской режим сохраняется до самого конца перми [18].

Уральское происхождение основной массы обломочного материала, заполняющего весь Новоземельский бассейн, кроме закономерной миграции фациальных зон подтверждается и составом тяжелой фракции обломочных пород и, в частности, присутствием обычных для продуктов размытия уралитов хромшпинелидов [11].

Перерыва между пермью и триасом на Новой Земле нет. Триасовые отложения, в настоящее время известные уже в ряде мест как Южного, так и Северного острова, представлены красноцветными континентальными терригенными толщами мощностью до 2000 м, сходны-

ми с аналогичными породами Тимано-Печорской низменности, но более мощными. Они дислоцированы согласно с пермскими. Отсутствие в их составе обломков новоземельских пород, общность состава тяжелой фракции с синхронными отложениями Предуральяского прогиба (до 80% эпидота) и наличие в конгломератах галек зеленокаменных пород свидетельствует о том, что источником обломочного материала служил Уральский ороген [18]. Ни на Новой Земле, ни на Пай-Хое поднятия в это время не было; оба региона были целиком перекрыты триасовыми осадками. Складчатость и общее поднятие произошли здесь в конце триаса — начале юры, а общее погружение — в средней юре.

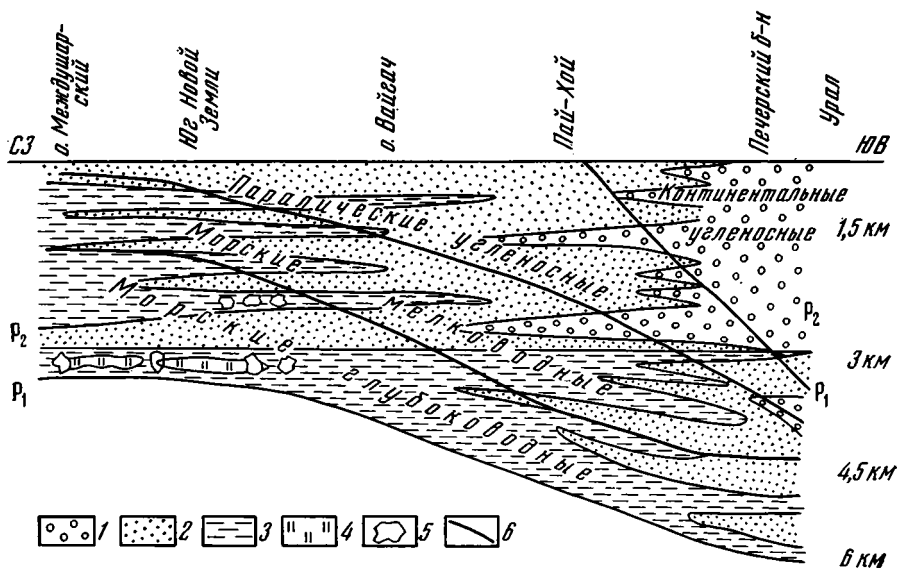


Рис. 3. Палеофациальный профиль пермских отложений по линии Пай-Хой — Вайгач — юг Новой Земли (на начало триаса)
 1 — конгломераты; 2 — песчаники; 3 — алевролиты и аргиллиты; 4 — кремнистые породы; 5 — валуны и глыбы известняков (олистолиты); 6 — границы разнофациальных комплексов

Таймыр. В среднепалеозойских отложениях Таймыра вообще и Западного Таймыра (который интересует нас в первую очередь) в частности четко фиксируются две фациальные зоны [6]. Граница между ними занимает одно и то же положение на протяжении от среднего ордовика до раннего карбона включительно и проходит по линии устье р. Ефремова — устье р. Пясины — верховья р. Ленивой.

Южнее этой линии распространены типично платформенные мелкозерновые осадки — органогенные известняки, иногда рифогенные, доломиты, сходные с синхронными отложениями Сибирской платформы. Севернее преобладают глинистые сланцы; в ордовике и силуре часто с граптолитами, но без бентоса, кремнисто-глинистые сланцы; есть прослойки пелитоморфных известняков. Мощности осадков в северной зоне в 2—4 раза меньше, чем в южной, что обусловлено глубоководным характером осадков на севере [6]. По аналогии с такими же породами Урала и Новой Земли есть все основания считать эти осадки отложениями континентального склона.

На Таймыре представлено лишь южное крыло прогиба. На него надвинуты докембрийские отложения, контактирующие с разными горизонтами ордовика, силура и девона. В. Е. Хаин [19] предполагает существование здесь в среднем палеозое океанического бассейна, перекрытого позже надвинутым с севера Северо-Таймырским блоком континентальной коры.

В среднем карбоне начинается общее поднятие Северо-Таймырского блока, за счет размыва которого в прогиб сносится огромное количество обломочного материала. В середине перми морские условия

осадконакопления сменились континентальными и оставались на Западном Таймыре такими до трансгрессии юрского моря [6]. Прямая связь между бассейнами Таймыра и Северного острова Новой Земли прервалась в ранней перми, что четко фиксируется при сравнительном анализе фауны. Складчатые движения, как и во всех прилегающих регионах, относятся к концу триаса — началу юры.

Западно-Сибирская низменность. Имеющиеся данные о строении домезозойского фундамента северной части этого обширного региона немногочисленны и допускают различные трактовки. Так, Н. В. Шаблинская [21] полагает, что фундамент всей северной части низменности составляет единая докембрийская платформа. Значительно более аргументированной представляется точка зрения В. С. Суркова [14], который считает, что фундамент всей северной части низменности слагают герцинские складчатые сооружения, южнее включающие огромный каледонский срединный массив, являющийся продолжением Казахстанского.

На основании данных, имеющихся по фундаменту более южных районов, история развития низменности представляется в следующем виде. В силуре и девоне на всей территории Западно-Сибирской низменности (кроме крайнего востока) существовал морской режим. На западе накапливалась преимущественно осадочно-эффузивная толща, восточнее преобладали осадочные породы, хотя эта общая закономерность выдерживается далеко не всегда. В конце девона — раннем карбоне такая картина в общем сохранялась, хотя появляются локальные области размыва, поставляющие полимиктовый обломочный материал для визейских кластических толщ Енисейского района и восточного склона Урала.

Положение радикально меняется в среднем карбоне, когда море покидает пределы не только Западно-Сибирской низменности, но и Казахстана и Томь-Кальванской зоны. Поскольку этот процесс происходит одновременно на огромной территории и совпадает по времени с началом складчатости на Урале, можно думать, что и то и другое обусловлено единой причиной — сжатием, вызванным началом сближения Восточно-Европейской, Казахстанской и Сибирской платформ, устанавливаемым по палеомагнитным данным [7]. Это сжатие обусловило смятение и утолщение коры в первую очередь там, где она была наиболее тонкой, т. е. в эвгеосинклинальных зонах, и привело к консолидации всей территории, формированию единого блока континентальной коры, объединившего Сибирскую, Восточно-Европейскую и Казахстанскую платформы в единый материк.

В позднем карбоне и перми на территории Урала и всей Западно-Сибирской низменности формируется огромный ороген, в пределах которого грубообломочные позднепалеозойские отложения сохраняются лишь в немногочисленных межгорных грабенах.

В конце перми — начале триаса в пределах низменности формируется ряд грабенов, заполненных траппами [14], что свидетельствует о смене сжатия растяжением. Этот процесс вызвал, по-видимому, снижение орогена, сокращение площади размыва и увеличение области осадконакопления на севере. Однако общее интенсивное погружение Западно-Сибирской низменности началось лишь в юре, когда вся она стала областью осадконакопления. Источником сноса явились окружающие поднятия Казахстана, Сибирской платформы, Таймыра и Урала.

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ РАССМАТРИВАЕМЫХ СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ И ИХ СООТНОШЕНИЕ

Судя по изложенным выше данным, в истории развития всего региона можно наметить несколько этапов.

Первый из них охватывает период от силура (возможно, и ордовика) до раннего карбона. В это время существовал единый океанический бассейн, связанный с Мировым океаном такими же океаническими

Уральским и Таймырским бассейнами. Сибирская и Восточно-Европейская платформы были покрыты шельфовыми морями, и лишь на севере последней, в Приновоземельском районе, существовали относительно небольшие краевые поднятия. Привнос в бассейн терригенного материала поэтому был невелик, и здесь должны были формироваться маломощные кремнистые и кремнисто-глинистые отложения и граптолитовые сланцы, которые и обнажены сейчас на Урале, востоке и севере Новой Земли и в северной фациальной зоне Таймыра. Общая мощность среднепалеозойских отложений, вероятно, не превышала 2—3 км.

Второй этап охватывает поздний палеозой — время общего сжатия и герцинской складчатости, вызванных сближением Восточно-Европейской и Сибирской платформ. Проявление ее на Таймыре и Урале было принципиально различно.

На Таймыре, где существовал узкий океанический бассейн, он целиком перекрывается надвигающимся Северо-Таймырским блоком. На краю последнего формируются сопряженные с зоной Беньофа ороген и вулканоплутонический пояс. Южнее край Сибирской платформы испытывает соответствующее прогибание, и на месте современного хребта Бырранга возникает узкий прогиб, заполненный терригенными отложениями — продуктами размыва орогена. Таким образом, процесс сближения Северо-Таймырского блока и Сибирской платформы привел к образованию на их сочленении узкой шовной зоны; здесь нет ни офиолитов, ни участков новообразований континентальной коры, ни сложных складчатых структур; сохранилась лишь часть континентального склона Сибирской платформы.

Среднепалеозойский океан между Сибирской и Восточно-Европейской платформами был значительно шире и имел более сложное строение. Уже в силуре — девоне в его пределах существовали многочисленные островные дуги [10, 15]. В связи с этим сжатие и скучивание привели здесь к образованию сложной складчатой структуры с офиолитами, шарьяжами, обширной зоной новообразованной континентальной коры, история формирования которой подробно разобрана А. С. Перфильевым [10] и показана на карте северной части Евразии [15].

Для понимания истории развития Карского моря и соотношения рассматриваемых структур важны лишь три обстоятельства.

1. Созданный герцинской складчатостью ороген был выше на юге, чем на севере, что обусловило общий наклон поверхности и снос продуктов разрушения орогена на север. Такое направление сноса сохраняется на протяжении всей геологической истории — от конца карбона до настоящего времени, что справедливо отметил Ю. Е. Погребичкий [12]. Можно думать, что это связано с формированием на юге более мощной аллохтонной континентальной коры в связи с присутствием жесткого кадедонского казахстанского блока и соответственно с более сильным сжатием.

2. Ороген был выше на западе, в пределах собственного Урала, чем на востоке, в Западно-Сибирской низменности, где скважинами в ряде мест вскрыты терригенные пермские отложения, залегающие в грабенах (межгорных впадинах). Это связано скорее всего с тем, что на западе преобладал аллохтонный способ формирования коры, обусловивший ее большую мощность, а на востоке автохтонный, при котором кора оставалась более тонкой. Вследствие этого на запад, в предгорный прогиб мог поступать терригенный материал лишь с собственно Урала, основная же масса его выносилась на север.

3. Граница Восточно-Европейской платформы и Уральского среднепалеозойского океанического бассейна, имевшая северо-восточное простирание, севернее 68° круто поворачивает на северо-запад, в направлении современных структур Пай-Хоя. Давление с юго-востока, обусловившее формирование уральских структур, оказывается направленным не перпендикулярно к границе платформы, а параллельно ей. В связи с этим аллохтонная континентальная кора здесь не формируется. Созданный герцинской складчатостью ороген на северо-востоке

ограничивался Байдарацким разломом (вероятно, сдвигом), о чем свидетельствует окончание здесь характерных для Урала интенсивных магнитных аномалий, обусловленных офиолитами. По-видимому, с периклинальным окончанием антиклинория и снижением орогена связано появление в осевой части Полярного Урала, на р. Соби сохранившихся от размыва среднекаменноугольных отложений, а на восточном склоне, в Щучьинском синклинории — средне-верхнекаменноугольных и триасовых осадочных формаций. Севернее, между Уралом и Таймыром, где океанический бассейн был значительно шире, сжатие и шарьирование пластин океанической коры привели к формированию не континентальной, а скорее всего коры переходного типа. По аэромагнитным данным, здесь фиксируется «магнитоактивный чехол» мощностью до 4—5 км [1]. В связи с этим на протяжении всего позднего палеозоя здесь продолжает существовать седиментационный бассейн, частями которого были Пай-Хой и вся Новая Земля. На востоке Северного острова Новой Земли до конца перми в нем формируются преимущественно лишенные фауны кремнисто-глинистые илы — глубоководные осадки, накапливавшиеся в океаническом бассейне, ниже уровня карбонатной компенсации. Грубообломочного материала, который свидетельствовал бы о сносе с востока, с герцинского орогена или срединного массива, здесь нет. На востоке и юге, около Таймырского и Уральско-Западно-Сибирского орогенов преобладали, несомненно, терригенные осадки, причем наибольшее количество обломочного материала давал последний. В течение перми как на Таймыре, так и на Пай-Хое морские осадки постепенно сменились параллическими и континентальными угленосными. Едва ли можно сомневаться в том, что в перми Печорский и Западно-Таймырский угленосные бассейны являлись частями единого гигантского супербассейна, протягивавшегося от Урала до Таймыра под территорией Ямала и Гыдана. При погружении на значительную глубину эти отложения должны были продуцировать огромное количество углеводородов, в основном газа. Весьма вероятно, что формирование гигантских газовых месторождений северной части Западной Сибири в значительной степени связано именно с наличием под мезозоем пермских газоматеринских толщ.

Общая мощность терригенных верхнепалеозойских толщ, судя по Пай-Хою, Новой Земле и Западному Таймыру, вероятно, колеблется в пределах 4—6 км.

Таким образом, герцинская складчатость привела к формированию единого блока континентальной коры, объединившего Таймыр, Сибирскую платформу, Западно-Сибирскую низменность, Урал и Восточную-Европейскую платформу, включая и северную часть Карского моря. Внутри него в пределах Южно-Карской впадины в позднем палеозое продолжал существовать изолированный бассейн с субокеанической, а частично океанической корой, разъединявший герцинские орогены Урала и Таймыра.

Третий этап охватывает нижний — средний триас. В западной части региона в это время происходит накопление однообразных терригенных континентальных толщ, сложенных продуктами размыва в основном зеленокаменных пород уралид, что устанавливается по обилию эпидота в составе тяжелой фракции. Эта характерная особенность осадков, свидетельствующая о единстве области питания, сохраняется от верховьев Печоры до Северного острова Новой Земли. Мощности достигают 2 км.

В восточной части региона с конца перми резко возрастает роль основных эффузивов, обычно приуроченных к рифтогенным грабенам, что свидетельствует о смене сжатия растяжением. С этим, по-видимому, связано и некоторое расширение области осадконакопления, о чем свидетельствует появление триасовых отложений в Щучьинском синклинории на восточном склоне Урала и в Усть-Енисейском районе, где пермских отложений не было.

К этому же времени относится начало формирования Енисей-Ханганского прогиба, отделившего Таймыр от Сибирской платформы. Мощная рифтовая зона здесь показана В. С. Сурковым [14]. При рифтогенезе Таймыр был отодвинут от Сибирской платформы, неотъемлемую часть которой он составлял в позднем палеозое, на север, а его западная часть повернута по отношению как к остальному Таймыру, так и к Сибирской платформе на 30° , что фиксируется палеомагнитными данными Б. В. Гусева [7].

Четвертый этап охватывает поздний триас и, возможно, низы юры. В это время поднятие и слабая складчатость, связанные с общим сжатием, происходят на всей территории от Тимана до восточного Таймыра. Наиболее существенные движения отмечаются, по-видимому, вдоль древних зон сочленения блоков с различным строением земной коры (Новая Земля, Таймыр). Однако и в этих регионах сложные структуры уральского типа не формируются. Крупные антиклинории и синклинории на Пай-Хое и Южном острове Новой Земли обычно симметричны и устроены очень просто. Однако они разбиты многочисленными крутыми надвигами, наклоненными в общем на восток. Амплитуда их измеряется обычно десятками, реже первыми сотнями метров. Около них формируются складки, часто чрезвычайно сложные, иногда опрокинутые на запад, но всегда мелкие, амплитудой первые сотни метров.

На Северном острове структуры становятся более сложными. В зоне так называемого Главного Новоземельского разлома появляются настоящие чешуйчатые надвиги, двигавшиеся с юго-востока на северо-запад с мощными зонами милонитов, но офиолитов здесь нет. Появление нескольких небольших массивов гранитоидов, прорывающих палеозойские отложения, позволяет предполагать существование здесь слабого проявленной мезозойской зоны Беньюфа.

Складчатые структуры в палеозойских отложениях Таймыра обычно не более сложны, чем на Пай-Хое. Локальные осложнения вызваны наличием диапиров, связанных с развитием девонской гипсоносной толщи и сопряженных с ними разломов. В палеозойских отложениях спорадически встречаются небольшие очень своеобразные щелочные и субщелочные интрузии.

Характерное для Таймыра резко переменное магнитное поле, обусловленное дислоцированными траппами, обрывается непосредственно западнее Таймыра, в Енисейском заливе. Можно думать, что здесь кончаются и характерные для Таймыра линейные дислокации.

Все перечисленные структуры формировались, судя как по их морфологии, так и по предыдущей истории развития регионов, в условиях в значительной степени консолидированной коры. Формирование складчатых структур сопровождалось общим поднятием и размывом территории; юрские отложения повсеместно залегают на подстилающих породах горизонтально, с перерывом и несогласием, образуя койлогенный чехол.

Складчатые движения в какой-то мере затронули и Южно-Карскую впадину, в доюрском фундаменте которой геофизическими методами фиксируются структуры, на юге параллельные Уралу, на севере — Пай-Хою и Новой Земле. Эти движения обусловили преобразование субокеанической коры в субконтинентальную и континентальную, однако она осталась более тонкой, чем в окружающих регионах. В приновоземельской части она и сейчас не превышает 30 км, а гранитный слой здесь резко утонен [1]. Весьма вероятно, что в ряде мест в пределах впадины предъюрский перерыв, наблюдающийся во всех окружающих регионах, может отсутствовать.

Последний, **пятый этап**, отвечает времени общего опускания всей территории Западно-Сибирской низменности, Тимано-Печорской области и в значительно меньшей степени Таймыра и Урала. Он начинается в начале юры и в Южно-Карской впадине продолжается практически до настоящего времени (хотя отдельные перерывы в кайнозое

и возможны). На протяжении всего этого времени Южно-Карская впадина остается наиболее прогнутой частью Западно-Сибирского бассейна, в состав которого она входит, начиная с юры. Можно думать, что интенсивное прогибание унаследовано от более древних эпох и связано с утонением коры. Вероятно, этим обусловлены и значительные глубины южной части Карского моря.

ВЫВОДЫ

1. Судя по палеогеографическим и палеомагнитным реконструкциям, в течение среднего палеозоя единый океанический бассейн простирался от Урала через южную часть Карского моря на Таймыр.

2. Герцинская складчатость, обусловленная сближением Сибирской и Восточно-Европейской платформ, проявилась на Урале и Таймыре различно. На Урале сформировалась сложнопостроенная складчатая зона с офиолитами, обширными участками новообразованной континентальной коры и т. п., охватывающая и большую часть Западно-Сибирской низменности. На Таймыре океанический бассейн был перекрыт надвинутым Северо-Таймырским блоком; в результате возникло шовное сочленение его с Сибирской платформой.

3. Возникшая на границе Уральского палеоокеанического бассейна и Восточно-Европейской платформы зона наиболее мощной аллохтонной континентальной коры и обусловленный ею Уральский ороген оканчивались в районе Байдарацкой губы, где граница платформы резко поворачивала на северо-запад, параллельно современному Пай-Хою. Нет ни геофизических, ни геологических данных, которые могли бы свидетельствовать о продолжении герцинских структур Урала под водами Карского моря параллельно Пай-Хою и Новой Земле.

4. На протяжении почти всего позднего палеозоя, почти до конца перми в пределах большей части Южно-Карской впадины существовал изолированный океанический бассейн — реликт среднепалеозойского обширного Уральско-Таймырского океана.

Заполнение этого бассейна обломочным материалом началось в позднем палеозое, одновременно с поднятием окружающих орогенов. Формировавшиеся в южной части пермские угленосные отложения являются, вероятно, дополнительным источником углеводородов для уникальных газовых месторождений севера Западной Сибири.

5. На Пай-Хое и Новой Земле герцинские движения никак не проявились; складчатые структуры и континентальная кора сформировались здесь в конце триаса — начале юры.

6. Можно думать, что резкое окончание герцинской складчатой зоны и орогена Урала на севере, обусловленное очертаниями Восточно-Европейской платформы и наличием остаточного океанического бассейна, не представляет исключения. Ряд примеров есть в Тетисе. Однако не исключено, что снижение, а затем и исчезновение Уральского орогена на юге имеет аналогичную причину — наличие рядом с Уралом лишенной гранитного слоя Прикаспийской впадины. Без этого допущения наличие на восточном склоне Южного Урала верхнепермских морских отложений с характерной микрофауной Тетиса [20] объяснить весьма трудно.

Литература

1. Аэромагнитные данные в исследовании земной коры. Л.: Недра, 1982. 152 с.
2. Бондарев В. И., Ершов Ю. П., Андреева И. А., Соболев Н. Н. Палеогеография Новой Земли и сопредельных районов в ордовике — девоне. — В кн.: Тектоника Арктики. Складчатый фундамент шельфовых седиментационных бассейнов. Л.: Изд-во НИИГА, 1977, с. 20—40.
3. Вояковский С. В., Ильин В. Ф., Павлов Л. Г., Соболев Н. Н., Устрицкий В. И. Новая Земля — новая марганценоносная провинция в Арктике. — В кн.: Марганцевые месторождения в осадочных и вулканогенно-осадочных месторождениях (тезисы докл. третьего совещания по марганцевым рудам СССР). М.: Изд-во ВИЭМС, 1982, с. 84—86.
4. Геология Южного острова Новой Земли. Л.: Изд. ПГО «Севморгеология», 1982. 139 с.

5. *Енцова Ф. И.* Тектоническая природа Пай-Хоя и его взаимоотношения с Уралом.— Геотектоника, 1981, № 1, с. 58—69.
6. Палеогеография центральной части Советской Арктики.— Тр. НИИГА, 1967, т. 150, 292 с.
7. Палеомагнитология. Л.: Недра, 1982. 312 с.
8. Палеонтологическая основа стратиграфических схем палеозоя и мезозоя островов Советской Арктики. Л.: Изд. НИИГА, 1981. 115 с.
9. Пермские отложения Новой Земли. Л.: Наука, 1981. 152 с.
10. *Перфильев А. С.* Формирование земной коры Уральской эвгеосинклинали. М.: Наука, 1977. 149 с.
11. *Повышева Л. Г., Устрицкий В. И.* Состав тяжелой фракции терригенных осадочных пород перми Севера европейской части СССР и его значение для палеогеографии.— В кн.: Верхний палеозой и мезозой островов и побережья Арктических морей СССР. Л.: Изд. НИИГА, 1979, с. 10—26.
12. *Погребницкий Ю. Е.* Палеотектонический анализ Таймырской складчатой системы.— Тр. НИИГА, 1971, т. 166. 242 с.
13. *Пучков В. Н.* Батинальные комплексы пассивных окраин геосинклинальных областей. М.: Наука, 1979. 260 с.
14. *Сурков В. С., Жеро С. Г.* Фундамент и развитие платформенного чехла Западно-Сибирской плиты. М.: Недра, 1981. 142 с.
15. Тектоника Северной Евразии. М.: Наука, 1980. 210 с.
16. *Устрицкий В. И.* Тектоника Пай-Хоя и северной оконечности Полярного Урала.— Тр. НИИГА, 1961, т. 125, с. 75—101.
17. *Устрицкий В. И.* Пермский этап развития Новой Земли.— В кн.: Тектоника Арктики. Складчатый фундамент шельфовых седиментационных бассейнов. Л.: Изд. НИИГА, 1977, с. 41—54.
18. *Устрицкий В. И.* Триасовые и верхнепермские отложения полуострова Адмиралтейства.— В кн.: Литология и палеогеография Баренцева и Карского морей. Л.: Изд. НИИГА, 1981, с. 55—65.
19. *Хаин В. Е.* Региональная тектоника. Т. 3. Внеальпийская Азия и Австралия. М.: Наука, 1981. 356 с.
20. *Чувашов Б. И., Папулов Г. Н., Дербенев В. С.* Морские пермские отложения на восточном борту Тургайского прогиба.— Ежегодник Ин-та геологии и геофизики Уральского научного центра АН СССР, 1975, с. 16—18.
21. *Шаблинская Н. В.* Разломы по геофизическим данным и их роль в формировании структур Западно-Сибирской и Тимано-Печорской плит.— В кн.: Разломы земной коры. М.: Наука, 1977, с. 160—166.
22. *Шатский Н. С.* О взаимоотношениях Урала с Пай-Хоем.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1948, № 1, с. 163—167.
23. *Эйнон О. Л.* Взаимоотношение Урала и Пай-Хоя.— В кн.: Материалы Всесоюзного научно-исследовательского геологического института. Общая серия, сб. 7. М.—Л.: Гостеолитиздат, 1946, с. 163—167.

ВНИИОкеангеология
Ленинград

Поступила в редакцию
17.V.1983

УДК 551.242.4(234.85)

ЕНЦОВА Ф. И.

ТРИАСОВЫЙ ТАФРОГЕНЕЗ НА УРАЛЕ

В тафрогенную стадию развития в Уральской геосинклинали сформулировались две группы грабенов: эпигеосинклинальные и краевые (или внешние) по отношению к геосинклинальной системе. Эпигеосинклинальные грабены приурочены к эвгеосинклинальной зоне, а краевые — к отдельным ячеям Предуральского прогиба, тесно сопряженным с Полярноуральским, Кожимским, Хораизским и Южноуральским поперечными воздыманиями Урала. Эпигеосинклинальные грабены сформированы в средней части Уральской геосинклинали между широтами городов Ивделя и Магнитогорска, где далеко на восток вдается древний архейско-нижнепротерозойский фундамент, а краевые грабены — в северной и южной оконечностях краевого прогиба, в районах широкого развития более молодого байкальского фундамента.

За орогенным этапом развития геосинклиналей в ряде случаев следует тафрогенная стадия. Считается, что в эту стадию активно проявляются сводово-глыбовые движения по разломам, приводящие к осложнению горной страны узкими и длинными грабенами [26].

Завершающая тафрогенная стадия развития Уральской геосинклинали пока еще слабо изучена. Обычно сведения по ней ограничиваются данными по структурам типа Челябинского грабена.

Последние результаты изучения триасовых отложений Предуральского краевого прогиба позволяют значительно уточнить и расширить сведения о характере и масштабах тектонических движений Уральской геосинклинали в тафрогенную стадию. С этой стадией развития Уральской геосинклинали связано формирование грабенов не только в собственно геосинклинальной зоне, но и на территории Предуральского краевого прогиба. Грабены эти резко различаются по целому ряду признаков и по положению в геосинклинальной системе могут быть разделены на две группы: эпигеосинклинальные и краевые (или внешние) по отношению к собственно геосинклинальной системе.

Эпигеосинклинальные грабены (тафрогены) приурочены к эвгеосинклинальной зоне средней части Урала. На севере их распространение ограничивается примерно широтой г. Ивделя, а на юге — широтой г. Магнитогорска. Эти грабены широко известны и наиболее подробно описаны В. И. Тужиковой [23]. По приуроченности к определенным тектоническим элементам, форме, размерам, полноте стратиграфического разреза, условиям залегания, составу формаций, характеру магматических проявлений и другим признакам В. И. Тужикова выделила среди них три типа грабенов (таблица).

1. Восточноуральский (тектонотипы Челябинский и Буланашский грабены) приурочен к синклинориям восточного склона Урала.

2. Зауральский (тектонотипы Акохинский и Юламановский грабены) локализован в пределах антиклинорий восточного склона Урала.

3. Тагильский (тектонотип Богословский грабен) сосредоточен в Петропавловской зоне разломов Тагильского синклинория.

Основные сведения по этим типам триасовых тафрогенов приведены в таблице.

Триасовые отложения, заполняющие грабены, относятся к эффузивно-молассовой пестроцветной (нижняя) и эффузивно-молассовой угленосной формациям. В Тагильском типе грабенов, в котором седиментация после орогенного этапа возобновилась лишь в среднем триасе и в целом поздне триасовая седиментация происходила менее интенсивно, чем в грабенах зауральского и восточноуральского типов, в основании верх-

Основные сведения о эпигеосинклинальных грабенах

Типы грабенов	Восточноуральский	Зауральский	Тагильский
Форма грабенов и их размеры, км	Узкие, очень длинные (0,4—14 × до 180)	Узкие, длинные (8—16 × 60—90)	Удлиненные (до 4,5 × 18)
Возраст отложений и их мощность, м	T ₁ — J ₁ (нижний лейас) до 3500	T ₁₋₂ до 1800	T ₂₋₃ до 650
Формации, их возраст и мощность, м	1. Эффузивно-молассовая пестроцветная, T ₁₋₂ 1200—1900; 2. Эффузивно-молассовая угленосная, T ₃ — J ₁ 1500—3000	Эффузивно-молассовая, в верхней части слабоугленосная, T ₁₋₂ до 1800	1. Бокситоносная пестроцветная, T ₂ 15—20; * 2. Молассовая угленосная, T ₃ до 600
Характер дислоцированности	Смяты в складки и разбиты дизъюнктивами		
Несогласия в триасовой толще	Местами угловые несогласия между T ₁ — T ₂		Не отмечены
Время магматической деятельности	T ₁₋₃	T ₂	Не отмечена

* Бокситоносная формация более молодого (рэтского) возраста имеется также в основании рэт-юрских депрессий, формирование которых связано с платформенным циклом развития Урала.

нетриасовых отложений развита бокситоносная пестроцветная формация среднетриасового возраста. В фациальном отношении триасовые молассы сложены конусами выноса временных и речных потоков [23].

Магматические породы представлены в основном покровами базальтов. Подчиненное распространение имеют интрузивные образования (силлы и дайки). Породы преимущественно основного, реже кислого и промежуточного составов.

В. И. Тужикова [23] отложения, выполняющие триасовые грабены, относит к молассоидным формациям. Но учитывая, что триасовые отложения тафрогенов обладают всеми признаками моласс и формировались в заключительную стадию геосинклинального цикла, а также принимая во внимание, что В. Е. Хаин [23] молассоидами предложил называть мощные грубообломочные платформенные образования, описываемые триасовые отложения целесообразно выделять как тафрогенные молассы. При этом название «тафрогенные» подчеркивает стадийную принадлежность этих моласс в отличие от моласс орогенного этапа. Одной из характерных особенностей тафрогенных моласс является их локализованное формирование, связанное с более локализованными, чем в орогенном этапе, вертикальными движениями в пределах геосинклинальной системы.

Внешние по отношению к геосинклинальной системе грабены. После орогенного этапа Уральская геосинклиналь подвергалась общему воздыманию и раскалыванию по древним и вновь сформированным разломам на ряд крупных поперечных поднятий и прогибов. Наиболее интенсивно эти движения проявились в северной и южной частях геосинклинали. В северной ее части четко обособились Полярноуральское, Кожимское и Хораизское поперечные поднятия и разделяющие их Щугорская седловина, Войкаро-Демвинский и на крайнем севере Байдарский прогиб, а в южной части — крупное Южноуральское поперечное воздымание. Крупные сводово-глыбовые движения нашли отражение и в краевых (внешних) по отношению к собственно геосинклинальной системе районах, но тесно с нею сопряженных, т. е. в Предуральском краевом прогибе. В южной и северной частях Предуральского прогиба они привели первоначально к относительно кратковременному общему

поднятию территории, оживлению древних и формированию новых разломов, а затем к последующему расчленению прогиба на ряд приподнятых и опущенных блоков. С этими движениями связано стратиграфическое несогласие между пермскими и триасовыми отложениями, на севере прогиба в приразломных зонах — излияния базальтов, а на юге прогиба — внедрения гипсовых штоков. В последующем в течение всего триасового периода опускавшиеся блоки (грабены) заполнялись мощными молассовыми формациями.

В северной части краевого прогиба триасовые отложения широко развиты и представлены в полном объеме в Коротайхинской и Большесынинской ячеях и на севере Верхнепечорской впадины. Мощность триаса в их пределах существенно различается: в Верхнепечорской впадине она сравнительно небольшая (до 800 м), а в Большесынинской и Коротайхинской весьма значительная: до 2000—2500 м в первой из них до 3500—4000 м во второй. В Табьуской впадине [7] и южной части Верхнепечорской впадины триасовые отложения отсутствуют, а в Косью-Роговской впадине они залегают в виде локальных пятен, и мощность их не превышает 200—400 м.

Существенные отличия мощностей триаса в ряде впадин севера Предуральяского прогиба, а также его отсутствие в некоторых из них обусловлено режимом седиментации в триасе, а не постседиментационными размывами, как это считалось ранее. Крупные сводово-глыбовые подвижки, проходившие на Урале в конце перми и триасе, привели к резко дифференцированным подвижкам различных впадин Предуральяского прогиба по разломам, их ограничивающим, и к дифференцированному осадконакоплению в их пределах [5,6]. Большесынинская и Коротайхинская ячеи краевого прогиба представляли собой крупные опущенные грабены. Менее интенсивно опускавшимся грабеном была северная часть Верхнепечорской впадины, Косью-Роговская впадина в триасе являлась приподнятым блоком, вероятно, разбитым на несколько более мелких, в частности, в ее южной части существовал опущенный блок. Резкое различие мощностей триаса в северной (Адзьвинская синклинали) и южной (Шарью-Заостренская синклинали) частях поднятия Чернышева позволяет считать, что в конце перми — начале триаса это поднятие также было разбито разломом субширотного или северо-западного простирания.

В конце пермского — начале триасового периодов блоковые движения по разломам произошли и на северо-востоке Восточно-Европейской платформы, но наиболее резкая перестройка структурного плана в результате обрушений по крупным разломам отмечается в зонах, тесно сопряженных с Уралом, т. е. в Предуральском краевом прогибе. Это указывает на то, что крупные подвижки различного знака в пределах отдельных блоков Предуральяского краевого прогиба явились непосредственным отражением крупных резко дифференцированных подвижек на Урале. Огромные мощности триасовых отложений в Большесынинской и особенно в Коротайхинской впадине свидетельствуют о том, что примыкавшие к этим впадинам Кожимское и Полярноуральское поперечные поднятия Урала в триасовом периоде испытали интенсивные воздымания, сопровождавшиеся активной денудацией пород. Меньший по амплитуде подъем претерпело Хораизское поднятие Урала, служившее поставщиком обломочного материала для триасовой толщи севера Верхнепечорской впадины. Территория Войкарского и Лемвинского синклинориев Урала (Войкаро-Лемвинский поперечный прогиб), расположенная между Кожимским и Полярноуральским поперечными поднятиями, в триасовом периоде являлась относительно пассивной зоной, испытавшей сравнительно небольшой подъем и подвергавшейся весьма незначительной денудации пород. Эти данные со всей очевидностью свидетельствуют о существовании тесной связи формирования триасовых грабенов на севере Предуральяского краевого прогиба с подвижками сопряженных с ними крупных поперечных поднятий Урала.

Поперечные поднятия Урала и сопряженные с ними грабены в Пред-

уральском краевом прогибе резко обособились в самом конце перми — начале триаса и активно проявляли себя в течение всего триасового периода. Однако крупные поперечные структуры Урала (поднятия и прогибы) заложены, по-видимому, еще в конце байкальского тектонического цикла. С этой точки зрения весьма интересны данные В. Н. Пучкова [16] о том, что поперечные поднятия герцинид в общих чертах совпадают с антиклинориями байкалид, а зоны поперечных прогибов — с синклинориями. М. Е. Раабен [18], А. С. Перфильев [13] и ряд других исследователей отмечали, что поперечные структуры Урала влияли на распределение фаций всего палеозоя.

Триасовые грабены северной части Предуральского прогиба были ограничены региональными глубинными разломами, продолжавшимися с Урала. Так, разлом, окаймляющий с севера Полярноуральское поперечное поднятие, простирался в Пай-Хойскую интракратонную геосинклиналь [7], юго-западные разломы которой и являлись северо-восточным ограничением Коротаихинского грабена. Зона разломов, отделяющая с юга южное поднятие Полярноуральского воздымания¹, в краевом прогибе нашла отражение в разломах поднятия Чернова. Крупный глубинный разлом ограничивает с юга антиклинали Енгано-Пэ и Манита-Нырды, однако его непосредственное продолжение в пределы краевого прогиба пока еще точно не прослежено.

Разломы Кожимского и Хораизского поперечных поднятий Урала также протягивались в краевой прогиб и оконтуривали здесь триасовые грабены. Северным ограничением Кожимского поперечного поднятия является субширотная зона глубинных разломов, почти перпендикулярная к общему простиранию структур Урала на этом участке. Она простирается от верховьев р. Парнокаю (правый приток верховьев р. Лемвы) к западу вдоль верховьев р. Б. Инта, пересекает поднятие Чернышева в районе субширотного колена р. Усы у горы Адак и в северо-западном направлении простирается в Хорейверскую впадину к Верхнеурерьяхинской структуре. Эту обширную зону разломов предлагается назвать Парнокаю-Удакской. Она отчетливо прослеживается на космических снимках и подтверждается характером изменения мощностей триасовых отложений: к югу от нее располагается зона сравнительно высоких мощностей триаса как на гряде Чернышева, так и в Косью-Роговской впадине, а к северу мощности триаса резко сокращены.

Кожимское и Хораизское поднятия Урала разделены узкой Шугорской седловиной. В центральные и, возможно, южные районы Кожимского поднятия вдаются разломы южной части поднятия Чернышева. Вероятно, на Урале им отвечают разломы в обширном поле выхода раннепротерозойских и рифей-вендских отложений с северо-западными простираниями в районе между хребтом Сабля и Вангырским межгорным прогибом байкалид, выделенным В. Н. Пучковым [16].

Печоро-Кожвинский вал, южная часть которого оконтурирует с юга Большесынинский грабен, по мнению В. Н. Пучкова [16], в юго-восточном направлении следует к Подчерем-Каменскому магнитному минимуму и далее к Маньхамбовскому антиклинорию.

Южным ограничением Хораизского поперечного воздымания Урала и зоны распространения триасовых отложений в Верхнепечорской впадине является Илыч-Чикшинская зона разломов, которая вдается в Урал южнее Маньхамбовского антиклинория.

Таким образом, в триасовом периоде северная часть Уральской геосинклинали была расчленена поперечными глубинными разломами на ряд поднятий и прогибов. В Предуральском краевом прогибе в связи с крупными подвижками на Урале сформировались широкие глубокие грабены северо-западного простирания (Коротаихинский, Большесынинский и Северо-Верхнепечорский), сопряженные соответственно с

¹ По данным А. С. Перфильева [13], Полярноуральская зона поперечного воздымания распадается на два поперечных поднятия, разделенных седловиной. Южное поднятие (Собское) представлено антиклиналями Енгано-Пэ и Манита-Нырды, северное — Оченырдынской антиклиналью.

поперечными поднятиями Урала (Полярноуральским, Кожимским и Хораизским). Между грабенами в краевом прогибе располагались относительно приподнятые блоки (Табьуский, Косью-Роговской и Южно-Верхнепечорский), прилегающие с запада соответственно к Байдарацкому, Войкаро-Лемвинскому и Кисуньинскому (Малопечорскому) поперечным прогибам Урала (рисунок).

Триасовые грабены севера Предуральского краевого прогиба выполнены в основном молассами. В нижней части разреза выделяется малоощная (до 100 м) эффузивно-молассовая формация, приуроченная к приразломным зонам и имеющая локальное распространение.

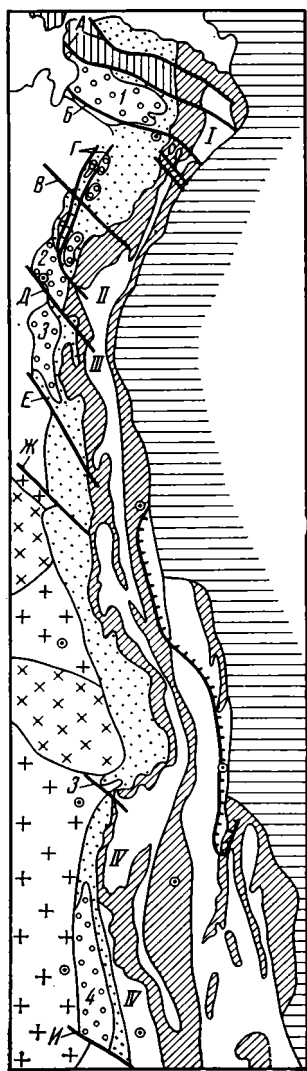


Схема размещения триасовых грабенов на Урале и в Предуральском прогибе

1 — эпикарельский фундамент Восточно-Европейской платформы; 2 — выступы эпикарельского фундамента; 3 — байкалиды в фундаменте Восточно-Европейской платформы и в поднятиях Уральской геосинклинали; 4 — геосинклиальный комплекс герцинид; 5 — орогенные формации герцинид; 6 — тафрогенные молассы краевых (внешних) грабенов; 7 — мезозойские отложения Западной Сибири; 8 — допермские отложения Пай-Хоя и Вайгача; 9 — западная граница зоны с эпигеосинклиальными грабенами. Цифры и буквы на схеме: I—IV — поперечные поднятия Урала (I — Полярноуральское, II — Кожимское, III — Хораизское, IV — Южноуральское); 1—4 — краевые (внешние) триасовые грабены (1 — Коротайхинский, 2 — Большесынинский; 3 — Северо-Верхнепечорский; 4 — Южноуральский); региональные разломы: А — Пай-Хойской интракратонной геосинклинали, В — поднятия Чернова, В — Парнокаю-Адакский, Г — поднятия Чернышева, Д — Печоро-Кожвинского вала, Е — Илыч-Чикшинский, Ж — Тиманский, З — Ашинский, И — Урало-Илекский (Буртинский)

Среди вышележащих моласс выделяются красноцветно-пестроцветная и сероцветная слабоугленосная.

Красноцветно-пестроцветная формация имеет ниже- и среднетриасовый возраст, мощность ее в пределах различных грабенов колеблется от 600 до 2500 м. В фациальном отношении это аллювиально-дельтовые, озерные и частично пролювиальные образования. По ряду признаков формация может быть расчленена на две субформации: нижнетриасовую красноцветную и среднетриасовую пестроцветную. Формирование пестроцветной субформации происходило в условиях резкого замедления восходящих движений поперечных поднятий Урала и слабого привноса терригенного материала.

Сероцветная слабоугленосная моласса верхнетриасового возраста достигает мощности от 200—300 до 1500—2000 м. В фациальном отношении она отличается от красноцветно-пестроцветной некоторым сокращением роли эллювиально-дельтовых образований, увеличением роли озерных, а также появлением озерно-болотных отложений. Пролувиальные фации здесь не отмечены, возможно, они в этой формации отсутствуют.

В южной части Предуральяского прогиба триасовые отложения широко развиты в Бельской впадине, прилегающей к Южноуральскому поперечному воздыманию. Эта впадина с севера ограничена Каратауской перемычкой, примыкающей с север-северо-востока к Ашинскому региональному разлому. Перемычка продолжается на восток в пределы Башкирского антиклинория. Наиболее высокое положение эта перемычка, по данным М. А. Камалетдинова [10], имеет на одной из центральных шарьированных пластин Башкирского антиклинория и образует здесь Каратауский выступ. К югу от Башкирского антиклинория находится Зилаирский синклинорий, Западное крыло которого как считает М. А. Камалетдинов, обособляется от антиклинория поперечным разрывом. С юга Бельская впадина отделяется от Прикаспийской впадины Урало-Илекским (Буртинским) поднятием [3,9], прослеженным по подошве соленосных кунгурских отложений.

В Большом прогибе в междуречье рек Белой и Сакмары выделяется Бельско-Сакмарская мульда, в которой подошва кунгурских солей залегает на глубине более 4000 м. К югу и северу от мульды происходит подъем подсолевых отложений соответственно на 500 и 700 м, причем подъем этот происходит не плавно, а по уступам, которые приурочены к субширотным разломам, возможно, связанным с разломами в кристаллическом фундаменте [21]. Сакмаро-Бельская мульда, по-видимому, сформировалась в конце перми — начале триаса, об этом, в частности, говорит закономерное сокращение мощности разновозрастных толщ триаса от центральных районов мульды по направлению к Урало-Илекской перемычке: общая мощность триаса в этом направлении уменьшается с 2600 до 600—1000 м [22].

Перемычки (поперечные поднятия), оконтуривающие с севера и юга Бельскую впадину, вероятнее всего, продолжают в мио- и эвгеосинклиналию зону Урала. На это может указывать изменение простиранья структур Южного Урала на пролегающих к перемычкам участках и установленное местами (Каратауская перемычка) непосредственное продолжение их в миогеосинклиналию зону, а также сужение одних и расширение других структурно-формационных зон Урала. Например, Магнитогорский синклинорий к югу от р. Урал сужается со 105—110 до 30—35 км, а Зилаирский синклинорий резко отклоняется к востоку, а южнее замыкается. Приведенные факты могут свидетельствовать о том, что Южноуральское поперечное поднятие образовалось в конце перми — начале триаса в результате воздымания по крупным субширотным региональным разломам, которые продолжались и в Предуральский краевой прогиб. Вполне вероятно, что эти разломы, как и на севере Урала, наследуют древние позднебайкальские разломы. Такая унаследованность, в частности, установлена в районе Урало-Илекского поднятия. Западнее этого поднятия располагается Мертвосольский (Соль-Илецкий) блок фундамента платформы, ограниченный разломами, в том числе и разломами Урало-Илекского поднятия [9].

Таким образом, данные по Южному Уралу и Приуралью говорят о значительном сходстве в формировании Южноуральского поперечного поднятия и поднятий северной оконечности Урала. Наряду с этим строение Южноуральского поднятия имеет и некоторые отличия: здесь в миогеосинклиналии зоне в область воздымания входят не только шельфовые карбонатные, но и сланцевые образования. Так, Башкирский антиклинорий сложен мощными верхнепротерозойскими отложениями и трансгрессивно залегающими на них преимущественно карбо-

натными шельфовыми образованиями палеозоя. Строение Зилаирского синклинория довольно сложное. Здесь ордовикско-верхнедевонские отложения западного и восточного крыльев принадлежат различным фациальным зонам: на западном крыле развиты шельфовые, на восточном — батинальные [17] в основном сланцевые образования, имеющие сходство с лемвинскими формациями Приполярного и Полярного Урала, а осевая зона синклинория представлена граувакковым флишем верхнего девона — турне. Отсюда следует, что в зону поперечного Южноуральского поднятия наряду с преимущественно карбонатными шельфовыми вовлечены также и сланцевые образования, тогда как в северной оконечности Уральской геосинклинали сланцевые комплексы палеозоя, как правило, слагают поперечные прогибы, разделяющие зоны поперечных воздыманий.

Распространение триасовых отложений в пределах Бельской впадины на севере ограничено широтой г. Ишимбая, южнее триас простирается в бассейн р. Сакмары, в Оренбургскую область, а южнее сливается с обширным полем триаса Прикаспийской впадины. Триас представлен всеми тремя отделами и сложен континентальными песчано-алевритоглинистыми в основном красноцветными образованиями мощностью до 2600 м. Залегают триасовые отложения главным образом в синклиналях меридионального простирания неправильной формы, расположенных между диапировыми прорывами кунгурской соли. Кроме того, средне- и верхнетриасовые образования приурочены к дизъюнктивным мульдам. При этом верхнетриасовые отложения (букобайская свита) иногда залегают без резкого контакта на подстилающих породах среднего триаса (на юшатырской свите) либо с резким несогласием непосредственно на кунгурских гипсах (Суракайская и другие мульды над соляными поднятиями).

В формационном отношении триас Бельской впадины в общих чертах сходен с триасом северных впадин Предуральского краевого прогиба. Здесь также выделяются красноцветно-пестроцветная молассовая формация нижне- и среднетриасового возраста мощностью до 2000—2300 м и сероцветная молассовая верхнетриасовая формация мощностью более 300 м.

Приведенные материалы свидетельствуют о том, что, несмотря на некоторые отличия в условиях залегания триасовых отложений, связанные в основном с соляной тектоникой, и менее отчетливое, чем в северном Приуралье, ограничение по разломам поля распространения триасовых отложений, наблюдается ясная приуроченность триасовой седиментации к грабену, тесно сопряженному с Южноуральским поперечным поднятием.

В тектонической позиции краевых (внешних) и эпигеосинклинальных грабенов отмечается четкая обособленность. Краевые (внешние) по отношению к геосинклинальной системе грабены приурочены к отдельным ячеям Предуральского краевого прогиба, примыкающим к крупным сводово-глыбовым поперечным поднятиям Урала (Полярноуральскому, Кожимскому, Хораизскому и Южноуральскому), сформировавшимся в конце перми — раннем триасе. Эпигеосинклинальные грабены сосредоточены в эвгеосинклинальной зоне средней части Уральской геосинклинали, т. е. они локализируются в промежутке между Южноуральским грабеном и северной группой триасовых краевых грабенов. Такое размещение грабенов и четкая обособленность их позиций являются не случайными, а обусловлены геотектоническими причинами и прежде всего возрастом и строением кристаллического фундамента.

Эпигеосинклинальные грабены развивались в средней части Урала, т. е. там, где эпикарельский кристаллический фундамент простирается далеко на восток и Уральская геосинклиналь между Волго-Уральским (глыба Карпинского) и Камским жесткими архейскими массивами резко сужается. В. А. Дедеев и А. А. Султанаев [4] по результатам аэромагнитных и наземных магнитных съемок считали, что не только в восточной части Восточно-Европейской платформы, но и в области Пред-

уральского краевого прогиба и в миогеосинклинальной зоне Урала жестким складчатым основанием служат архейско-нижнепротерозойские породы и лишь в эвгеосинклинальной зоне архейско-нижнепротерозойское основание отсутствует. Однако В. С. Журавлев [8], А. С. Перфильев [14] и др. полагают, что и в средней части Урала байкалиды прослеживаются узкой полосой под Предуральским краевым прогибом и, возможно, в палеозойской миогеосинклинальной зоне. Несмотря на некоторое расхождение во взглядах этих исследователей, следует признать, что в средней части Урала архейско-нижнепротерозойский фундамент заходит далеко на восток и даже, возможно, простирается в миогеосинклинальную зону, а байкалиды здесь либо отсутствуют, либо прослеживаются в виде узкой полосы.

Триасовые эпигеосинклинальные грабены формировались в палеозойской эвгеосинклинальной зоне Урала — там, где отсутствовал жесткий архейско-нижнепротерозойский фундамент. В связи с этим в указанной зоне более молодая земная кора еще довольно активно реагировала на тектонические напряжения, подвергалась расколам и дифференцированным подвижкам по разломам, приведшим к образованию узких длинных преимущественно меридиональных и субмеридиональных тафрогенов.

Краевые (внешние) грабены приурочены к южной и северной оконечностям Предуральского краевого прогиба, т. е. к тем его участкам, где палеозой подстилается более молодым байкальским (рифей-вендским) фундаментом. В северной части Предуральского прогиба ориентировка грабенов подчинена северо-западным простираниям структур байкалид. В Южном Приуралье байкалиды, по существующим представлениям [8, 14] и др., имеют юго-восточное простирание. Здесь не отмечается четкая подчиненность ориентировки Южноуральского триасового прогиба простираниям байкалид, возможно, она в какой-то степени завуалирована соляной тектоникой.

Изложенные сведения четко свидетельствуют о том, что крупные поперечные структуры Урала (поднятия и разделяющие их прогибы) и сопряженные с поднятиями краевые (внешние) триасовые грабены сформировались в зонах широкого развития более молодого и сравнительно более мобильного рифей-вендского фундамента.

В настоящее время не установлено однозначное представление о стадийно-тектонической принадлежности тафрогенной стадии развития Уральской геосинклинали. Взгляды исследователей по данному вопросу довольно разноречивы: эту стадию относят то к платформенной [24], то к геосинклинальной [11, 15, 19], или же рассматривают как переходную между геосинклинальным и платформенным режимами [1, 2, 20, 25]. Достаточно обстоятельно этот вопрос рассмотрен В. И. Тужиковой [23]. Она считает, что первый этап раннемезозойского развития Урала, охватывающий период от конца поздней перми до среднего триаса, характеризуется орогенической полярностью² и с этих позиций может быть отнесен к позднегеосинклинальной орогенной стадии [12], а второй этап (поздний триас — юра) проявился синхронно в разных структурных зонах Урала и в соответствии с этим близок к постгеосинклинальной стадии.

При оценке стадийно-тектонической принадлежности тафрогенной стадии развития Уральской геосинклинали следует иметь в виду, что позднегеосинклинальная стадия Ж. Обуэна [12] относится к орогенному этапу, а постгеосинклинальная — к тафрогенной стадии, в соответствии с той стадийностью геосинклинального цикла, которая принята советскими тектонистами. Необходимо также отметить, что как наши тектонисты, так и Ж. Обуэн тафрогенную стадию (или постгеосинклинальную по Ж. Обуэну) не отрывают от общего процесса геосинклинальной эволюции, а относят ее к завершающей стадии геосинкли-

² Содержание и смысл орогенической полярности обстоятельно рассмотрены Ж. Обуэном [12].

нального цикла. Ж. Обуэн на материале эллинид отмечает, что для этой стадии характерны вертикальные тектонические движения, выраженные как воздыманиями, так и погружениями. В эллинидах были две синхронные серии погружений по разломам: одна из них во внутренних (эвгеосинклинальных), другая — во внешних (миогеосинклинальных) зонах. Заключительный вулканизм (преимущественно базальтового состава) проявился как во внутренней, так и во внешней зоне. При этом следует учитывать, что к внешней (миогеосинклинальной) зоне Ж. Обуэн относил, кроме собственно миогеосинклинали, также и область передового (краевого) прогиба, где в основном и накапливались постгеосинклинальные молассы. Синхронность проявления тектонических процессов во внутренней и внешней зонах свидетельствует, по мнению Ж. Обуэна, об утрате полярности орогенических движений, что в свою очередь указывает на завершение эволюции геосинклинальной складчатой системы.

В тафрогенной стадии развития Уральской геосинклинальной системы на первый взгляд тоже трудно уловить орогеническую полярность. Действительно, как в эвгеосинклинальной зоне, так и в краевом прогибе заложение грабенов началось синхронно (в конце перми — раннем триасе). Заключительный вулканизм начался также одновременно, но продолжался он в грабенах эвгеосинклинали значительно дольше, чем во внешних зонах, и завершился только в позднем триасе. Наряду с этим в эту стадию на Урале еще сохранялся ряд признаков орогенической полярности, на что обратила внимание В. И. Тужикова [23]. Так, в эвгеосинклинальных триасовых грабенах наибольшая тектоническая активность, выражающаяся в максимальной амплитуде тектонических подвижек, интенсивной магматической деятельности и весьма сильной дислоцированности пород, характерна для грабенов внутренней части эвгеосинклинали (тылового прогиба). Это обусловило более высокую катагенетическую преобразованность пород и углей в данной зоне. Заполнение грабенов в области тылового прогиба закончилось в среднем триасе, тогда как в более западных районах эвгеосинклинали продолжалось вплоть до рэта — нижнего лейаса. Безусловно, орогеническая полярность в тафрогенную стадию проявилась намного слабее, чем на предшествующем орогенном этапе. Это свидетельствует о том, что геосинклинальная система уже на орогенном этапе была в значительной степени кратонизирована в результате активно протекавших магматических процессов и метаморфизма, что и привело к частичной утрате полярности тектонических процессов на тафрогенной стадии развития геосинклинали.

Более молодые рэт-юрские мульдообразные грабены Урала в отличие от триасовых характеризуются малыми масштабами погружений (их глубина не превышает 350 м), и им свойственно синхронное и относительно слабое проявление тектонических процессов [23]. Рэт-юрские отложения в унаследованных с триасового периода грабенах залегают с угловым несогласием на триасовых, а во вновь сформированных грабенах — на палеозойских образованиях. В последнем случае в основании разреза залегает бокситоносная пачка.

В триасовых внешних грабенах триасовые и пермские отложения согласно дислоцированы (смяты в складки) в раннеюрскую эпоху. Несмотря на имеющийся стратиграфический перерыв между пермью и триасом угловое несогласие между ними не отмечается, что обусловлено блоковой структурой триасового ложа.

Все рассмотренные данные указывают на то, что развитие Уральской эвгеосинклинали завершилось тафрогенной стадией и последующей древнекимерийской фазой складчатости в ранней юре. Формирование рэт-юрских грабенов происходит уже в платформенных условиях.

В заключение следует отметить, что изучение тафрогенной стадии развития геосинклиналей заслуживает внимания не только с точки зрения более полного познания эволюции геосинклинального цикла, но и представляет большой практический интерес. С триасовыми отло-

жениями связан ряд нефтепроявлений в северных районах Предуральского краевого прогиба, а в прилегающей части Восточно-Европейской платформы установлено несколько нефтяных и газовых месторождений. Триасовые образования содержат в своем составе коллекторские и экранирующие толщи, и поэтому актуально изучение их нефтегазности. К средне-верхнетриасовым отложениям эпигеосинклинальных грабенов приурочены угли промышленного значения. Особенно велика роль познания специфики геологического развития Уральской геосинклинали в целом, и в частности тафrogenной его стадии для выявления наиболее перспективных зон Урала при выделении зон эндогенной и экзогенной металлогении. В пределах крупных поперечных воздыманий Урала широко развиты глубинные разломы субширотных и меридиональных направлений, в местах пересечения которых особенно активно проявилась магматическая деятельность и связанные с ней гидротермальные процессы, метасоматоз и пр., обусловившие высокую металлогению этих районов. Глубокий разрыв палеозойских и даже протерозойских образований на орогенном этапе, и в особенности на тафrogenной стадии, вывел полезные ископаемые на доступную для геологопоисковых работ глубину, а также привел к образованию различных россыпных месторождений. В соответствии с изложенным высокоперспективными районами для поисков эндогенных и россыпных месторождений являются Полярноуральское, Кожимское, Хораизское и Южноуральское поперечные поднятия Урала.

Литература

1. *Архангельский Н. И., Вялухин Г. И., Умова Л. А., Шатров В. П.* Тектоника мезозоя восточного склона Южного Урала. М.: Наука, 1968. 166 с.
2. *Белусов В. В.* Основные вопросы геотектоники. М.: Геологиздат, 1954. 607 с.
3. *Берето Я. А., Медведев Н. Ф., Яковлев Ю. И.* Некоторые данные о строении Предуральского прогиба в связи с поисково-разведочными работами на газ.— Нефтегазовая геология и геофизика, 1968, № 3, с. 3—6.
4. *Дедеев В. А., Султанов А. А.* Стадии развития Предуральского краевого прогиба.— В кн.: Совещание по проблеме «Прогибы». Тез. докл. Л.: Изд-во НИИГА, 1966, с. 69—72.
5. *Енцова Ф. И.* Решение некоторых вопросов палеотектоники поздней перми и триаса по данным изучения катагенеза пород и детальной корреляции разрезов (на примере севера Урала и Приуралья).— В кн.: Континентальные красноцветные отложения перми и триаса. Саратов: Изд-во Саратовского ун-та, 1975, с. 35—38.
6. *Енцова Ф. И.* История геотектонического развития севера Предуральского прогиба и Урала в перми и раннем мезозое.— В кн.: Литология и осадочный рудогенез европейского Северо-Востока и севера Урала. Тр. VIII геологической конференции Коми АССР. Сыктывкар: Изд-во Коми фил. АН СССР, 1978, с. 135—140.
7. *Енцова Ф. И.* Тектоническая природа Пай-Хоя и его взаимоотношение с Уралом.— Геотектоника, 1981, № 1, с. 58—69.
8. *Журавлев В. С.* Сравнительная тектоника Печорской, Прикаспийской и Североморской экзогенных впадин Европейской платформы. М.: Наука, 1972. 399 с.
9. *Журавлев В. С.* Предуральский краевой прогиб в ограничении Европейской платформы.— В кн.: Тектоника Восточно-Европейской платформы и ее обрамления. М.: Наука, 1975, с. 165—172.
10. *Камалетдинов М. А.* Покровные структуры Урала. М.: Наука, 1974. 230 с.
11. *Мазина Е. А., Ксенофонов О. К.* К вопросу о характере нижнемезозойского магматизма Тургайского прогиба.— Тр. ВСЕГЕИ. Геология Тургайского прогиба. Л., 1961, вып. 43, с. 60—65.
12. *Обуэн Ж.* Геосинклинали, проблемы происхождения и развития. М.: Мир, 1967. 302 с.
13. *Перфильев А. С.* Особенности тектоники севера Урала. М.: Наука, 1968. 223 с.
14. *Перфильев А. С.* Формирование земной коры Уральской эвгеосинклинали. М.: Наука, 1979. 188 с.
15. *Пронин А. А.* О геотектонической основе металлогении Урала.— Тр. Горно-геол. ин-та УФАИ СССР. М.— Л.: Изд-во АН СССР, 1962, вып. 58, с. 3—77.
16. *Пучков В. Н.* Структурные связи Приполярного Урала и Русской платформы. Л.: Наука, 1974. 203 с.
17. *Пучков В. Н.* Батальные комплексы пассивных окраин геосинклинальных областей. М.: Наука, 1979. 260 с.
18. *Раабен М. Е.* Стратиграфия древних свит Полярного Урала. М.: Изд-во АН СССР, 1959, вып. 35. 132 с.

19. *Ростовцев Н. Н., Симоненко Т. Н.* Строение фундамента Западно-Сибирской плиты. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Западно-Сибирской низменности. М.: Госгеолтехиздат, 1958. 391 с.
20. *Рудкевич М. Я.* Тектоника Западно-Сибирской плиты в связи с ее нефтегазоносностью: Автореф. докт. дис. М.: МИНХ и ГП им. Губкина, 1965, с. 44.
21. *Сенченко Г. С., Барыкин И. В.* Соотношение складчатых и разрывных нарушений в башкирской части Предуралья Краевого прогиба.— В кн.: Совещание по проблеме «Прогибы». Тез. докл. Л.: Изд-во НИИГА, 1966, с. 65—69.
22. *Твердохлебов В. П.* Общие черты палеогеографии индского и оленекского веков территории Оренбургского и Башкирского Приуралья.— В кн.: Вопросы геологии Южного Урала и Поволжья, мезозой. Саратов: Изд-во Саратовского ун-та, 1966, вып. 3, ч. 2, с. 25—36.
23. *Тужикова В. И.* История нижнемезозойского угленакпления на Урале. М.: Наука, 1973. 252 с.
24. *Шатский Н. С.* Мезо-кайнозойская тектоника Центрального Казахстана и Западно-Сибирской низменности.— В кн.: Вопросы литологии и стратиграфии СССР. Сб. памяти А. Д. Архангельского. М.: Изд-во АН СССР, 1951, с. 232—252.
25. *Штилле Г. К.* К экологии киммерийской складчатости. Избр. тр. М.: Мир, 1964. 887 с.
26. *Хаин В. Е.* Общая геотектоника. М.: Недра, 1973. 511 с.

ВНИИГаз
Коми филиал АН СССР

Поступила в редакцию
22.11.1983

УДК 551.4+551.24

УТКИН В. П.

ГЕОДИНАМИКА РАСТЯЖЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ В ЗОНЕ ПЕРЕХОДА ОТ АЗИАТСКОГО КОНТИНЕНТА К ТИХОМУ ОКЕАНУ

Тектоно-магматические процессы зоны перехода рассматриваются как отражение латеральных смещений сочленяющихся Азиатского и Тихоокеанского блоков тектоносферы. Показано, что растяжение земной коры зоны перехода — следствие сдвиговой активизации глубинных разломов. Растяжение коры вдоль северо-восточной системы сдвигов привело в позднем мелу к грандиозному высвобождению глубинной энергии и вещества с образованием Восточно-Азиатского вулканического пояса. В кайнозое сдвиговая активизация обусловила формирование континентальных впадин и окраинных морей. Рассматриваются возможные причины изменения геодинамического режима зоны перехода.

Позднемеловая и кайнозойская эпохи тектонического развития зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану характеризуются исключительно интенсивным растяжением континентальной коры. Процессы растяжения коры обусловили грандиозное высвобождение глубинной энергии и вещества, обильное поступление которого привело к интрузивному магматизму и вулканизму с образованием Восточно-Азиатского вулканического пояса. Многие исследователи считают, что и такие крупные структурные элементы зоны перехода, как окраинные моря, сформированы также в результате растяжения континентальной коры.

Другим процессом, широко охватившим зону перехода в позднем мелу — кайнозое, являются сдвиговые дислокации. Сдвиги наблюдаются на всем протяжении зоны перехода. По отдельным глубинным разломам северо-восточного и субмеридионального простирания установлены левосторонние смещения блоков континентальной коры на десятки и даже сотни километров.

Синхронность проявления и пространственная совмещенность процессов растяжения континентальной коры и сдвиговых дислокаций допускают между ними генетическую связь. Генетическое родство этих явлений подтверждается тем фактом, что растяжения коры, как и сдвиги, являются результатом латерального перемещения масс. Обращает на себя внимание пространственный контроль протяженных вулканических поясов зоны перехода глубинными разломами сдвигового типа. По-видимому; способствующее вулканизму растяжение коры в линейных зонах глубинных разломов обусловлено их сдвиговой активизацией. Учитывая, что зона перехода является шовной зоной, выполняющей роль связующего звена между континентальным и океаническим подвижными блоками тектоносферы, происходившие здесь тектоно-магматические процессы, очевидно, следует рассматривать как отражение относительных смещений сочленяющихся блоков. Ретроспектива направлений и времени смещений сочленяющихся геоблоков, по-видимому, зафиксирована в кинематических характеристиках глубинных разломов зоны перехода. Поэтому исследование кинематики глубинных разломов зоны перехода необходимо не только в целях выявления геодинамики растяжения земной коры, но и для установления закономерностей движения Азиатского и Тихоокеанского геоблоков во времени и пространстве.

ОСНОВНЫЕ КИНЕМАТИЧЕСКИЕ СИСТЕМЫ ГЛУБИННЫХ РАЗЛОМОВ ЗОНЫ ПЕРЕХОДА

Наиболее ярко выраженными пограничными структурами между континентальными и океаническим блоками являются глубоководные желоба, отражающие выходы на поверхность Земли зон Беньофа. Погружение зон Беньофа под континент предполагает их надвиговую или поддвиговую природу. Независимо от того, какой из геоблоков смещался, важен тот факт, что надвиги и подвиги — это формы дислокаций, вызванные встречным фронтальным смещением Азиатского и (или) Тихоокеанского геоблоков. Подобная кинематика геоблоков хорошо объясняет формирование получивших широкое развитие в зоне перехода структур сжатия (надвигов, шарьяжей, складчатости), обуславливающих скучивание континентальной коры с увеличением ее мощности.

Другой кинематической системой разломов зоны перехода, отражающих латеральное смещение Азиатского и (или) Тихоокеанского блоков, являются сдвиги. Левые сдвиги северо-восточного и субмеридионального простирания, ориентированные параллельно либо под острым углом к окраине континента (рис. 1), наблюдаются на всем протяжении зоны перехода и особенно детально изучены в Японии, на Курилах, на Камчатке, Сахалине, Тайване, Филиппинах и в Приморье.

В Японии левые сдвиги группируются в Восточно- и Западно-Японскую зону. Восточно-Японская зона представлена сдвигами субмеридионального простирания, пересекающими восточную окраину о. Хонсю на узкие блоки. Здесь сдвиги выявлены в зоне Китаками с суммарным смещением в 70—80 км [24, 36]. Абукумский пояс с запада ограничивается разломом Танакура, по которому амплитуда сдвига предполагается около 400 км [35, 36], а с востока — разломами Футаба и Хатакава с амплитудой в 80 и 20 км соответственно [36]. Амплитуда сдвига по разлому Итоигава-Шизуока, ограничивающего с запада зону Фосса Магна, оценивается около 12 км [25]. По разлому Акаиси латеральное смещение достигло 64 км [26, 27, 31]. В целом по Восточно-Японской сдвиговой зоне суммарная амплитуда левостороннего смещения оценивается около 600 км. Движения произошли главным образом в позднем мелу — кайнозое.

Западно-Японская сдвиговая зона представлена системой северо-восточных сдвигов, рассеивающих западную окраину островов Хонсю и Кюсю. Самым крупным разломом этой зоны является линеамент Нагато [30, 32]. Предполагается [34], что этот линеамент левосторонне сместил южную границу метаморфического пояса Сунгун на 50—60 км. В районе Западного Чугоку выявлено три разлома (А, В, С) северо-восточного простирания с левосторонним смещением в 40, 20 и 7,5 км соответственно [33].

Филиппинская зона разломов прослеживается через остров Минданао, Лейте и Лусон на 1200 км [23]. По ней в дотретичное и третичное время [37] произошли значительные смещения, среди которых преобладали левые сдвиги [23, 28].

М. И. Стрельцов [16, 17] пришел к выводу о ведущей роли левых сбросо-сдвиговых смещений по глубинному северо-восточному Срединно-Курильскому разлому, возникшему, вероятно, в позднем мелу. Вдоль Восточно-Камчатского хребта в северо-восточном направлении (30°) на 600 км протягивается Ночикинско-Кумрочский пояс разломов, в целом представляющий крупный левый сдвиг, развитие которого началось в раннем — среднем плиоцене и продолжается до настоящего времени [8].

На Сахалине крупные меридиональные разломы, по мнению В. С. Рождественского [13, 14], являются правыми сдвигами, движения по которым проявились в среднем миоцене, но наиболее активны они были в плиоцен-плейстоцене. Однако изучивший эту систему разломов Ю. Н. Гололобов [3] пришел к выводу о левосторонних смещениях, сформировавших локальные складчатые и разрывные структуры. Крупные раз-

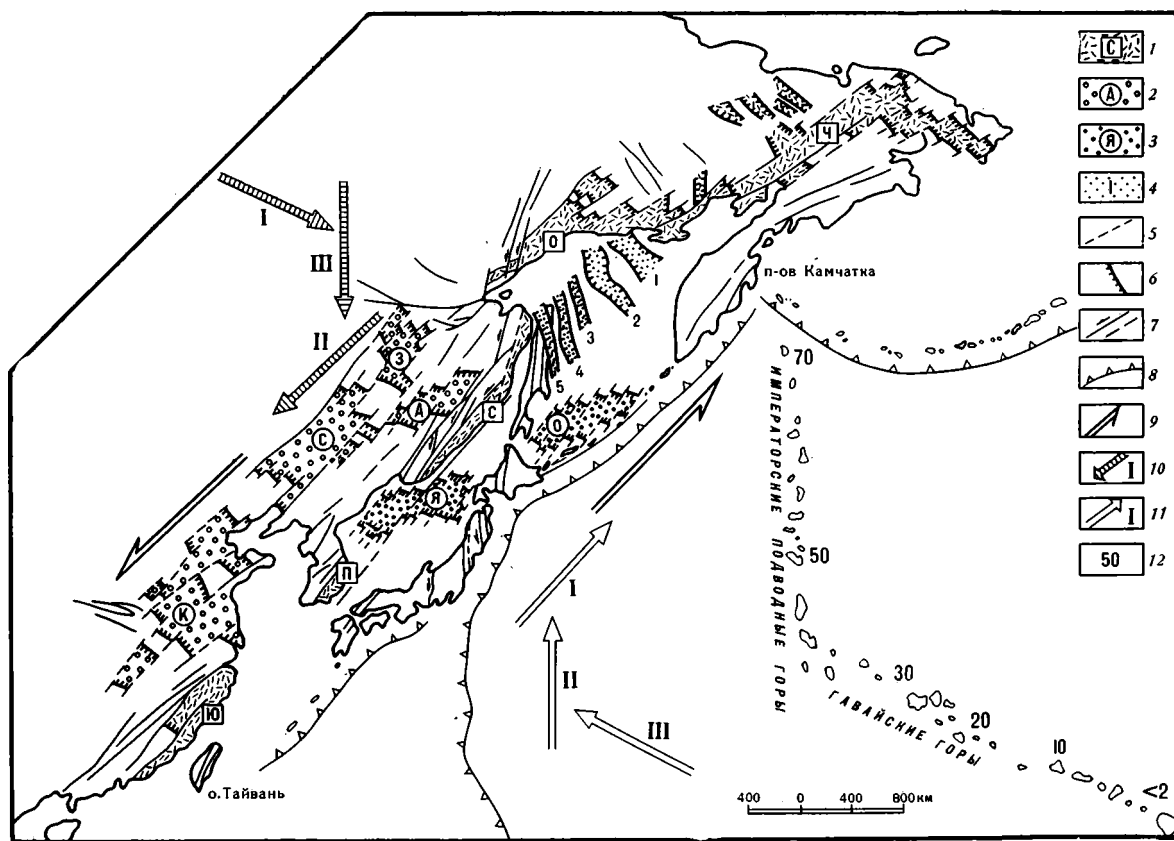


Рис. 1. Главные структурно-тектонические элементы позднемелового — кайнозойского этапа развития зоны перехода и схема направлений латерального перемещения Азиатского и Тихоокеанского геоблоков

1 — Восточно-Азиатский окраинно-континентальный вулканический пояс и его звенья: Чукотское (Ч), Охотское (О), Восточно-Сихоте-Алинское (С), Южно-Корейское (П), Южно-Китайское (Ю); 2 — континентальные впадины (А — Амурская, З — Зейско-Буреинская, С — Сунляо, К — Северо-Китайская); 3 — глубоководные впадины (Я — Японская, О — Южно-Охотская); 4 — прогибы (грабенобразные структуры) дна Охотского моря и о. Сахалин: 1 — Северный, 2 — Кашеварова, 3 — Святого Ионы, 4 — Восточно-Сахалинский, 5 — Пограничный; 5—6 — генерализованные границы вулканогенного пояса, континентальных и глубоководных впадин; 5 — сколовый (сдвиговый) элемент структур растяжения, 6 — раздвиговый элемент структур растяжения; 7 — сдвиги, установленные и предполагаемые (пунктир); 8 — глубоководные желоба; 9 — направление относительного смещения Азиатского и Тихоокеанского геоблоков, обусловивших левосдвиговые дислокации в зоне перехода; 10 — основные возможные направления латерального смещения Азиатского континента; 11 — основные возможные направления смещения плит Кула и Тихоокеанской; 12 — возраст вулканизма на Императорско-Гавайских горах млн. лет [18]

ломы северо-восточного простирания широко развиты на Чукотке, в Корее, Восточном Китае. Судя по характеру структурного рисунка, они также являются левыми сдвигами.

В Приморье крупнейшей разрывной структурой, ориентированной параллельно окраине континента, является Центральный Сихотэ-Алинский сдвиг с левосторонней амплитудой до 200 км [4, 6]. Основные смещения происходили в позднем мелу. Меридиональный левый сдвиг выделен и наиболее подробно описан В. Н. Силантьевым [15], который определил амплитуду позднеэоценовых смещений в 35—40 км. Однако А. П. Паклин [9, 10] пришел к выводу о послепалеоэоценовом возрасте левосторонних перемещений по нему. К востоку от Центрального разлома выявлена целая серия северо-восточных и субмеридиональных левых сдвигов, которые рассекали доверхнемеловые складчатые образования на узкие блоки и сместили их относительно друг друга на первые десятки километров [19, 22]. Как показали расчеты [20], коэффициент сдвига в Сихотэ-Алине равен 250 км на 100 км ширины зоны концентрации сдвигов.

Таким образом, левосторонние сдвиги северо-восточного и субмеридионального простирания получили развитие на всем протяжении зоны перехода, образуя Восточно-Азиатскую глобальную сдвиговую зону. Левосторонние смещения по отдельным разломам достигают десятков и первых сотен километров. И даже если не все амплитуды сдвигов твердо доказаны, суммарные латеральные смещения по Восточно-Азиатской сдвиговой зоне достигают внушительной величины, отражая грандиозность сдвиговых дислокаций, протекавших в позднем мелу — кайнозойе синхронно с формированием Восточно-Азиатского вулканогенного пояса и окраинных морей.

Рассмотренные основные кинематические системы разломов свидетельствуют о том, что геодинамика зоны перехода обуславливалась главным образом двумя типами относительных движений Азиатского и (или) Тихоокеанского геоблоков: встречным фронтальным в направлении СЗ — ЮВ с образованием в зоне перехода надвигов, шарьяжей, складчатости и других форм скучивания масс и встречным параллельным в направлении СВ — ЮЗ с развитием левых сдвигов, преимущественно параллельных либо косо ориентированных в зоне перехода.

Встречное фронтальное движение Азиатского и (или) Тихоокеанского геоблоков происходило, по-видимому, многократно, чередуясь с периодами полного прекращения латеральных подвижек геоблоков либо с этапами их встречных параллельных движений, обуславливающих левосдвиговые дислокации в зоне перехода. В Приморье — крупном фрагменте зоны перехода — формирование шарьяжно-надвиговых структур в основном предшествовало сдвиговым дислокациям. Здесь поздне-меловые сдвиги, накладываясь на надвиговые структуры (чешуи, пластины), пересекают их и деформируют по законам левосдвиговых дислокаций [21]. При этом пологие сместители надвигов трансформируются в сдвиги. Эти наблюдения весьма важны, так как позволяют сформированные в процессах надвигания масс системы пологих сместителей, в том числе и зоны Беньофа, традиционно известные как надвиги или поддвиги, рассматривать на каких-то этапах их развития как сдвиги со всеми присущими этому типу дислокаций особенностями законов формирования и структурных рисунков.

Наложения сдвиговых дислокаций на надвиговые или их проявления в иной последовательности — особенность, характерная для всех активных окраин континентов. Путем ретроспективного сопоставления основных геодинамических режимов смежных окраин континентов [21, 22], выясняется, что происходившие здесь обратимые трансформации надвиговых и сдвиговых дислокаций вполне могли быть вызваны сменой направлений латерального смещения континентов, возможно, в связи с нестабильным вращением Земли [11].

В последние годы бурное развитие получила концепция плитной тектоники, согласно которой по латерали на северо-запад смещается Ти-

хоокеанская плита (см. рис. 1). При этом зона Беньофа рассматривается как структура, по которой происходит поддвиг (субдукция) океанической коры под континент. Движение Тихоокеанской плиты на северо-запад обуславливает сжатие зоны перехода. Растяжение континентальной коры в условиях фронтального сжатия объяснить весьма затруднительно, и попытки решить эту задачу с позиций плитной тектоники пока не увенчались общепризнанным успехом. Эта задача упрощается, если для ее решения привлечь способность Тихоокеанской плиты изменять направление своего смещения и тем самым трансформировать динамо-кинематические режимы в зоне перехода к Азиатскому континенту.

Согласно гипотезе о горячих точках, ломаная цепь Императорско-Гавайских гор и возраст проявленного там вулканизма отражают изменение направления смещения Тихоокеанской плиты в кайнозой (см. рис. 1). Предполагается, что погружившаяся под Алеутские острова плита Кула в мелу смещалась на север. Однако исключительно широкое развитие в зоне перехода позднемеловых северо-восточных левых сдвигов с позиций плитной тектоники можно объяснить смещением плиты Кула преимущественно не на север, а на северо-восток, параллельно восточной окраине Азиатского континента. В этих условиях зона Беньофа формировалась как сверхглубинный левый сдвиг. При этом зона перехода в целом как связующее между движущейся плитой и относительно неподвижным континентом звено, — в соответствии с законом простого сдвига могла испытывать значительное растяжение.

Таким образом, если допустить возможность изменения смещения плит (Тихоокеанской и Кула) от параллельного окраине Азиатского континента северо-восточного направления через меридиональное до северо-западного или в иной последовательности, то развитие всех форм дислокаций в зоне перехода с позиций плитной тектоники можно объяснить не менее убедительно, чем путем возможного изменения направлений движения Азиатского континента.

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЙ РЕЖИМ ФОРМИРОВАНИЯ ВОСТОЧНО-АЗИАТСКОГО ВУЛКАНОГЕННОГО ПОЯСА

Детальное исследование структурно-тектонических и динамо-кинематических условий формирования Восточно-Азиатского окраинно-континентального вулканогенного пояса проводилось в пределах его Сихотэ-Алинского звена. Геодинамика континентальной коры в период вулканизма и связь растяжения коры со сдвигами изучалась в центральном Сихотэ-Алине путем специальных геолого-структурных исследований и использованием статистического анализа структурных и кинематических элементов. В Сихотэ-Алине широко развит доверхнемеловой структурно-формационный комплекс осадочных образований, представленных преимущественно нижнемеловыми терригенными отложениями, смятыми в линейные складки северо-восточного простирания (50—70°). Доверхнемеловой складчатый комплекс интродуцирован позднеальбскими кислыми интрузивами, а в позднем мелу и кайнозой в результате мощного вулканизма он был перекрыт вулканогенным чехлом с образованием Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса. Вулканизм протекал в условиях растяжения континентальной коры. Динамические условия и кинематика растяжения доверхнемелового складчатого комплекса исследовались вдоль западной границы центральной части Сихотэ-Алинского вулканогенного пояса, где эффузивный чехол значительно эродирован (рис. 2).

Здесь установлена [19] система северо-восточных и субмеридиональных глубинных сдвиговых зон, рассекших доверхнемеловой складчатый комплекс на узкие (10—20 км) блоки и сместивших их относительно друг друга по латерали на первые десятки километров. Левосторонними сдвигами смещены нижнемеловые маркирующие толщи, самые молодые из которых охарактеризованы позднеальбскими тригондами, что

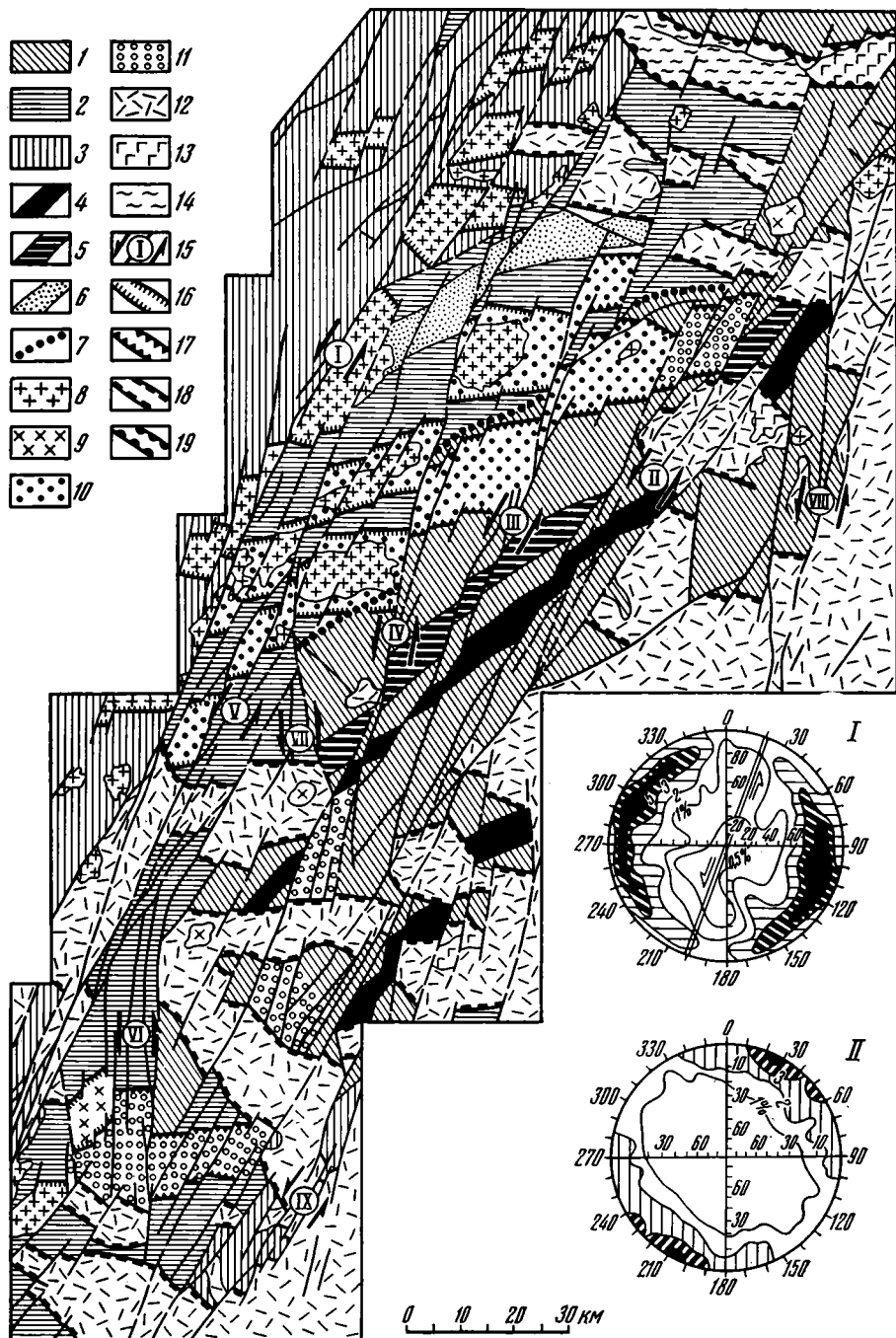


Рис. 2. Геолого-структурная схема Центрального Сихотэ-Алия

1—3 — эвгеосинклиналильные и миегеосинклиналильные складчатые образования, слагающие основание поздне мелового вулканогенного чехла: 1 — готерив-альбские, 2 — берриасовые и валанжинские, 3 — палеозойско-триасво-юрские нерасчлененные; 4—6 — маркирующие толщи: 4 — конгломератовая с окаменелостями ауцеллин, 5 — кремнисто-терригенная, 6 — туфогенно-конгломератовая с окаменелостями ауцелл; 7 — маркирующая южная граница площадного развития берриас-валанжинских отложений; 8—11 — меловые интрузивы: 8 — граниты, гранодиориты, 9 — сиениты, граносиениты, 10 — зоны контактового метаморфизма Сихотэ-Алинского и Приморского баталитов, 11 — крипто-интрузивы кислого состава, установленные бурением и геофизическими методами; 12 — поздне меловые вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования и комагматичные с ними интрузивы; 13 — неогеновые андезиты, андезито-базальты, базальты; 14 — кайнозойские континентальные отложения, в том числе и угленосные; 15 — глубинные разломы (сдвиговые зоны): I — Центральный Сихотэ-Алинский, II — Восточный, III — Ми-

свидетельствуют об интенсивной сдвиговой активизации глубинных разломов в позднем мелу, которая эпизодически, по-видимому, продолжалась и в кайнозое. Северо-восточными и субмеридиональными сдвиговыми зонами с флангов ограничены широтные и северо-западные структуры растяжения, контролировавшие развитие позднеальбского интрузивного магматизма, позднемелового вулканизма и кайнозойские депрессии (см. рис. 2). Синхронность сдвиговых смещений и раскрытия поперечных к ним структур (магмоподводящих каналов) несомненно свидетельствует о тесной связи процессов растяжения коры с латеральным смещением блоков вдоль глубинных разломов, каковыми являются сдвиговые зоны. Латеральное смещение блоков и кинематика раскрытия поперечных к ним структур четко отражены в массовом развитии горизонтальной штриховки на крутых сместителях северо-восточных сдвиговых зон, ограничивающих блоки и поперечные к ним структуры растяжения с флангов (рис. 2, I, II).

Идентичные факты были получены непосредственно в пределах Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса, где также выявлена система северо-восточных разрывов, сдвиговая природа которых подтверждается статистическим анализом кинематических элементов. Разрывы представлены единичными сдвигами либо их группировками в виде сдвиговых зон, пересекающих складчатое основание вулканогенного чехла на узкие блоки (см. рис. 4). Нет сомнения в том, что и здесь сдвиговые зоны ограничивают с флангов северо-западные структуры растяжения, контролировавшие развитие позднемелового и кайнозойского вулканизма. Кинематика раскрытия структур растяжения отражена в горизонтальной ориентировке тектонической штриховки, развитой на северо-восточных сместителях сдвиговых зон. Благоприятное для внедрения глубинного вещества раскрытие поперечных к сдвигам разрывов растяжения, группировки которых в большинстве случаев и образуют структуры растяжения, было многократным и происходило, по-видимому, под действием присущих сдвигам пар латеральных сил, которым обязаны такие широко известные явления, как растяжение блоков и пластин, ограниченных сдвигами, а также растаскивание пород и минеральных масс вдоль тектонических сместителей. Этими же причинами обуславливаются и некоторые типы будинажа. Идентичный механизм растяжения геологических масс происходит, по-видимому, на всех иерархических уровнях сдвиговых дислокаций.

Если же допустить возможность растяжения складчатого основания силами, связанными с инъекцией магматических расплавов, то следовало бы ожидать у контактов инъецированных магматических тел развитие структур сжатия (складчатости, надвигов, взбросов). Однако такого рода дислокаций, синхронных инъецированию магмы, практически не наблюдается, и, напротив, в зонах проявления вулканизма и дайкового магматизма широко распространены структуры, свойственные растяжению земной коры (раздвиги, сбросы) противоположно направленными латеральными силами.

На фоне позднемеловых сдвиговых дислокаций наряду с вулканизмом формировались и рудные месторождения Сихотэ-Алиня, что предопределяло закономерности их пространственного размещения и внутрен-

кулинский, IV — Арминский, V — Параллельный, VI — Березовский, VII — Забытый, VIII — Кемский, IX — Кавалеровский, X — Высокогорский; 16—19 — зоны растяжения (раздвиги): 16 — позднеальбийские, локализующие вскрытые эрозией кислые интрузивы; 17 — позднеальбийские, локализующие кислые криптотрузивы, 18 — позднемеловые, контролировавшие развитие вулканотектонических структур, 19 — кайнозойские, контролировавшие развитие базальтоидного магматизма и депрессий (в том числе и угленосных).

I—II — суммарные диаграммы (верхняя полусфера): I — ориентировки сместителей с тектонической штриховкой (двойной линией и стрелками показано доминирующее направление сдвигов) (замерено сместителей — 3000), II — погружение тектонических штрихов (замерено 3000 штрихов)

него строения. Подавляющее большинство месторождений размещено в сдвиговых зонах. Рудные тела локализуются преимущественно в северо-западных разрывах (рис. 3, VI), приоткрывание которых было возможным в условиях левосторонних смещений блоков по северо-восточным сдвигам. Месторождения обычно расположены в пределах поперечных или косоориентированных к сдвиговым зонам структурах растяжения, представленных в виде группировок единичных разрывов растяжения.

Таким образом, позднемеловое растяжение блоков континентальной коры в результате их латеральных смещений вдоль северо-восточных сдвигов обеспечило высвобождение глубинной энергии и вещества не только в форме таких грандиозных явлений, как вулканизм и интрузивный магматизм, но и в виде поступления высокомолекулярных рудонесущих гидротерм и флюидов. Структуры растяжения компенсировались продуктами разноглубинного вещества, возраст которого отражает время раскрытия, а состав — глубины прониновения структур растяжения в земную кору. Здесь же в результате нарушения гравитационной устойчивости происходило обрушение бортов структур растяжения с интенсивным проявлением сбросов. Поэтому подавляющее большинство разрывов непосредственно в структурах растяжения, компенсированных вулканитами, обладает крутыми и вертикальными следами смещений. В зонах влияния структур растяжения (локальных областей снятия латерального сжатия) происходила обширная трансформация сдвигов в сбросы, а надвигов в оползни. Вокруг локальных областей снятия латерального сжатия формировались кольцевые структуры. При недокомпенсации структур растяжения глубинными продуктами сбросовая тектоника обуславливала формирование депрессий. Особенно широко депрессии начали формироваться в кайнозое, многие из которых оказались угленосными. Они, как и вулканотектонические структуры растяжения, ориентированы широтно и в северо-западном направлении. Несомненно, что растяжение континентальной коры с образованием депрессий обязано также сдвиговым смещениям блоков коры вдоль северо-восточных и субмеридиональных разломов, ограничивающих депрессии с флангов. В процессе формирования угленосных впадин здесь эпизодически проявлялся вулканизм, что свидетельствует о формировании угольных месторождений над участками коры с повышенной проницаемостью для глубинной энергии и вещества. Длительная связь угленосных депрессий с источниками глубинного вещества и тепла, по-видимому, сказалась и на процессах углеобразования. Представляется, что сопровождавшие вулканизм выбросы плодородных пеплов, длительное поступление умеренных доз глубинного тепла и микроэлементов создавали в пределах депрессионных просадок своеобразные оазисы, благоприятные для развития буйной растительности. Поступление глубинного тепла после захоронения растительных остатков способствовало их углефикации, а в дальнейшем и образованию коксующихся углей.

Разобранные примеры, число которых можно значительно увеличить, показывают, что протекавшее в позднем мелу — кайнозое посторогенное растяжение континентальной коры, обусловившее в позднем мелу формирования Восточно-Сихотэ-Алинского вулканогенного пояса и рудных месторождений, а в кайнозое приведшее к базальтоидному вулканизму и формированию континентальных впадин, происходило в процессе сдвиговых смещений блоков по северо-восточным и субмеридиональным глубинным разломам. В целом Восточно-Сихотэ-Алинский вулканогенный пояс предстает в виде системы северо-восточных блоков, ограниченных глубинными разломами с ярко выраженной сдвиговой кинематикой, которая подтверждается на всем протяжении пояса массовыми замерами (13 211 замеров) тектонической штриховки (см. рис. 3). Блоки в процессе латерального смещения вдоль сдвигов претерпели растяжение с образованием поперечных каналов, благоприятных для поступления глубинного вещества и энергоресурсов.

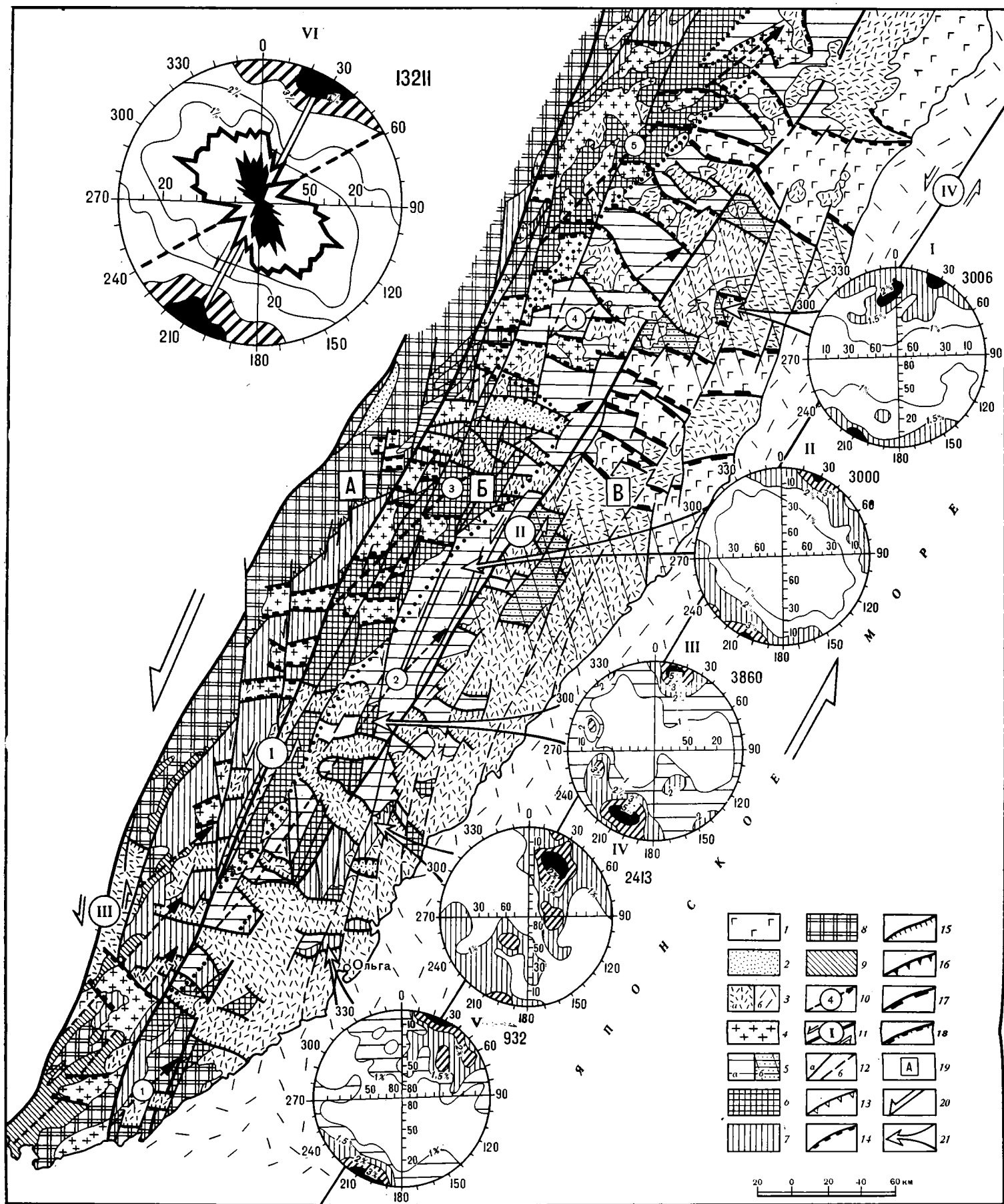


Рис. 3. Структурно-тектоническая схема Сихотэ-Алиня

1—4 — поздне меловые — кайнозойские осадочные, вулканические и интрузивные образования, компенсирующие структуры растяжения деструктивного этапа сдвиговых дислокаций: 1 — эоцен-плиоценовые формации субщелочных, щелочных и толеитовых базальтов, 2 — палеогеновые континентальные отложения депрессий, 3 — поздне меловые кислые и средние вулканогенные образования и комагматичные им интрузивы (а — на суше, б — в пределах шельфа), 4 — позднеальбские граниты, гранодиориты; 5 — готерив-альбские терригенные (а) и вулканогенно-осадочные (б) образования (косая редкая штриховка — области развития нижнемелового вулканизма, создавшего в пределах Прибрежного блока островную цепь); 6 — берриас-валанжинские преимущественно терригенные отложения; 7 — триасово-юрские карбонатно-кремнисто-терригенные отложения; 9 — комплекс габброидов; 10 — оси антиклинориев (1 — Прибрежного, 3 — Бикинского, 5 — Аюйского) и синклинориев (2 — Центрального, 4 — Самаргинского); стрелки указывают направления их погружения; 11 — глубинные разломы (сдвиги) первого порядка: I — Центральный Сихотэ-Алинский, II — Восточный, III — Приморский (надвиг, трансформированный в сдвиг), IV — Береговой; 12 — сдвиги второго порядка: а — установленные, б — предполагаемые и потенциальные; 13 — надвиги; 14—18 — границы структур растяжения; 14 — позднеальбских скрытых, контролировавших позднеальбский гранитоидный магматизм, 15 — поздне меловых коровых, контролировавших вулканизм

кислого и среднего состава, 16 — палеогеновых, контролировавших формирование депрессий, 17 — эоцен-плиоценовых сквозных, обусловивших излияние магмы основного состава, 18 — длительного развития; 19 — блоки, ограниченные сдвигами первого порядка: А — Западный, Б — Восточный, В — Прибрежный; 20 — направление относительного латерального смещения Азиатского и Тихоокеанского геоблоков; 21 — центры площадей массовых замеров тектонических штрихов. Диаграммы. I—V — массовых замеров тектонических штрихов скольжения на разрывах доверхнемелового складчатого основания (проекция пересечений штрихов с верхней полусферой): I — Самаргинский рудный район (3006 замеров), II — Арминский рудный район (3000), III — Октябрьский рудный узел (3860), IV — Дальнегорский рудный район (2413), V — Фурманский рудный район (932); VI — суммарные розы простираний жильных рудных тел всех месторождений Приморья (черная) и даек среднего и основного состава (не залитая тушью), отражающие ориентировку структур растяжения. Розы совмещены с суммарной диаграммой тектонических штрихов, указывающих на направление смещения блоков основания вулканогенного чехла по разломам (13211 замеров штрихов). Двойная линия — доминирующее направление левых сдвигов, пунктир — ориентировка складчатой системы. Статистический анализ пространственной связи генетически разнородных структур проведен по массовым замерам элементов структур Приморья

Проявленный в Сихотэ-Алине механизм растяжения континентальной коры соответствует законам левосдвиговых дислокаций консолидированных образований по типу простого сдвига. Вместе с тем косая ориентировка северо-восточной складчатой системы Сихотэ-Алиня к сдвигам (см. рис. 2, 3) отвечает законам левосдвиговых дислокаций в условиях пластичной среды. Следовательно, есть основание предполагать, что предшествующий деструкции коры процесс складчатости, завершившийся к концу альба орогенией, также обаян левосторонними смещениями блоков коры по северо-восточным и субмеридиональным глубинным разломам [22]. Основные закономерности направленного развития тектоники Сихотэ-Алиня свидетельствуют об эволюции сдвиговых дислокаций от пликативных форм к деструктивным. Эволюция форм сдвиговых дислокаций, по-видимому, во многом определена преобразованием комплекса пластичных осадков Сихотэ-Алинского синклинария в консолидированные образования.

Представляется, что латеральное смещение Азиатского континента на юго-запад и (или) Тихоокеанского геоблока на северо-восток обусловило левосдвиговую активизацию северо-восточных глубинных разломов зоны перехода. При этом перекрывающие глубинные разломы геосинклинальные образования, согласно законам дислокации пластичного осадочного чехла над активизированными сдвигами, сминались в систему косоориентированных к ним складок; формировались протяженные вдоль сдвига складчатые пояса. Пликативные формы сдвиговых дислокаций обусловили постепенное воздымание (орогению) областей раннемелового осадконакопления. Причем пликативные дислокации не нарушали сплошности осадочного чехла, что способствовало интенсивной аккумуляции тепловой энергии и глубинного магматического вещества под осадочным чехлом и прежде всего в зонах субгоризонтальных срывов, расположенных на разных уровнях коры и верхней мантии. В позднем мелу северо-восточные разломы основания расщели уже смятый в складки и в известной мере консолидированный нижнемеловой чехол и сдвиговые дислокации вступили в деструктивный этап своего развития, выразившегося в растяжении сдвигающихся блоков. Структуры растяжения служили не только выводщими каналами для аккумулярованных за период осадконакопления и складчатости огромных запасов тепловой энергии и магмы, но и сами способствовали генерации магмы, так как локальное снятие напряжений сжатия в условиях стабильно высоких температур приводило к плавлению глубинного вещества. В результате в протяженные на сотни и тысячи километров линейные зоны повышенной магмопроницаемости, формировавшиеся вдоль активизированных глубинных сдвиговых систем, инфицировались прежде всего кислые продукты континентальной коры, образовавшие Восточно-Азиатский вулканогенный пояс. В кайнозое, после мощного поздне мелового высвобождения глубинного вещества, запасы коровой магмы, по-видимому, значительно истощились, поэтому в дальнейшем в зоны растяжения периодически поступали базитовые образования океанической коры и верхней мантии. На поверхности это проявилось в форме базальтового вулканизма, а в целом привело к фронтальному подъему границы Мохо и формированию валообразного поднятия базитовых минеральных ассоциаций вдоль Восточно-Азиатского вулканогенного пояса [1]. Продолжавшееся в кайнозое растяжение блоков континентальной коры, при недостатке глубинного компенсационного вещества, привело к формированию континентальных впадин, а более значительные растяжения — к образованию окраинных морей.

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЙ РЕЖИМ ФОРМИРОВАНИЯ ОКРАИННЫХ МОРЕЙ И КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ВПАДИН

Природа окраинных морей трактуется неоднозначно. Многие исследователи объясняют их происхождение растяжением (раздвиганием) континентальной коры [2, 5, 7, 29]. Раздвиговая природа окраинных

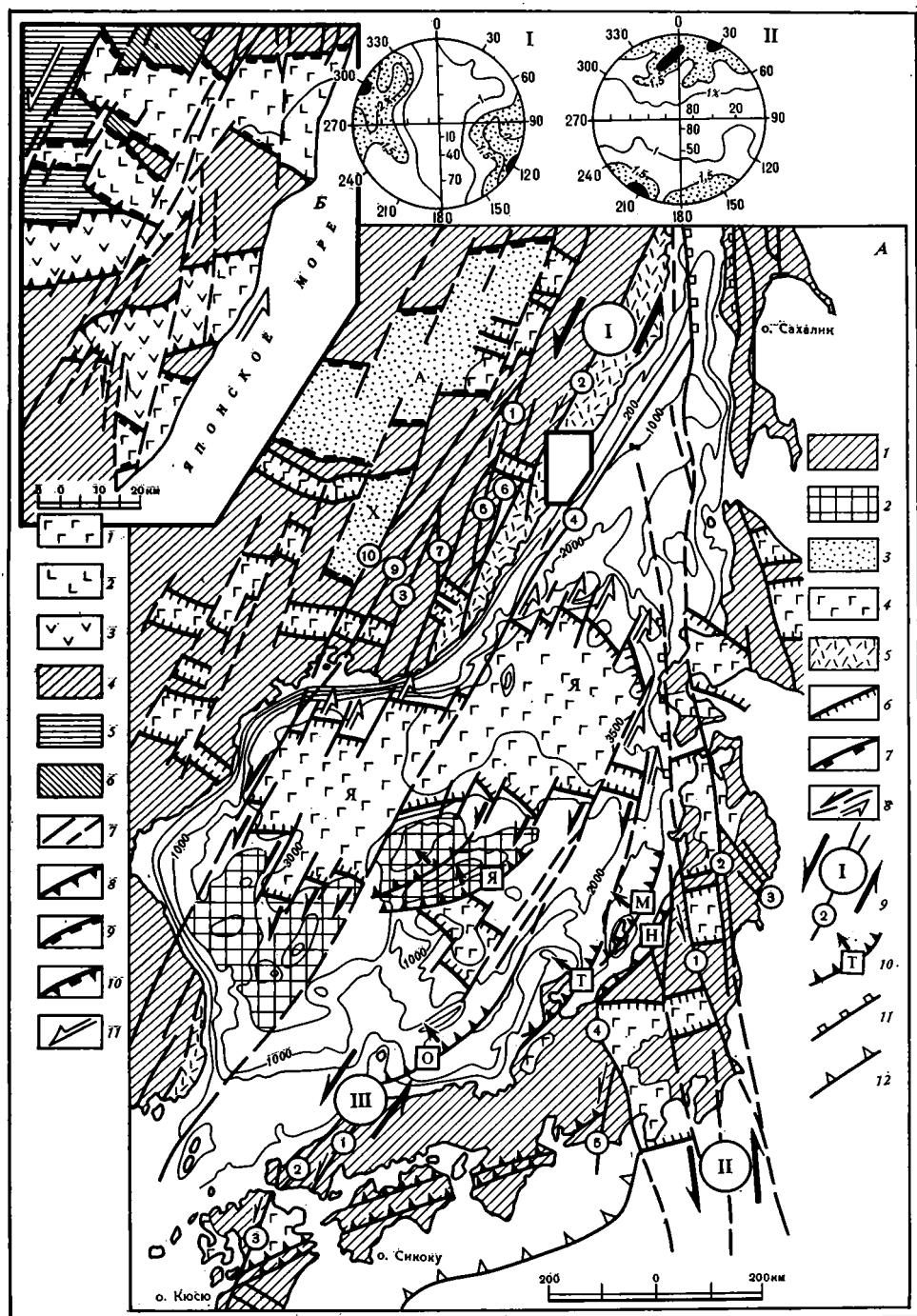


Рис. 4. Схема позднемелового — кайнозойского растяжения континентальной коры Японморского региона в условиях сдвиговых дислокаций (А) и геодинамика раскрытия глубинных структур растяжения, контролирующего базальтоидный вулканизм Сихотэ-Алиня (Б)

А: 1 — континентальная кора разновременной консолидации, претерпевшая в позднем мелу — кайнозое интенсивную деструкцию; 2 — континентальная кора возвышенностей Ямато и Прикорейской; 3 — кайнозойские континентальные отложения, компенсирующие Амурскую (А) и Ханкайскую (Х) впадины, сформированные на участках растяжения консолидированной коры; 4 — эоцен-плиоценовые формации базальтоидов, компенсирующие структуры растяжения; 5 — Сихотэ-Алинское и Южно-Корейское звенья Восточно-Азиатского вулканогенного пояса; 6—7 — раздвиговые элементы кайнозойских структур растяжения, контролирующих базальтоидный магматизм (6) и развитие континентальных впадин (7); 8 — сдвиги предполагаемые (черная стрелка —

морей некоторыми учеными считается доказанной [12], однако причины и геодинамические условия этого явления остаются невыясненными. Совпадение времени формирования окраинных морей со сдвиговой активизацией глубинных разломов зоны перехода допускает взаимосвязь между ними. Выявленные при изучении геодинамики формирования Восточно-Азиатского пояса деструктивные формы сдвиговых дислокаций подтверждают это предположение. По-видимому, неслучайна характерная морфология окраинных морей — ромбовидная форма; размещены они в пределах Восточно-Азиатской сдвиговой зоны эшелонированно и полностью отвечают очертаниям со сдвиговых структур растяжения, установленным не только в Сихотэ-Алине, но и в других регионах, и созданным экспериментально. По-видимому, растяжение континентального обрамления Японского моря с образованием относительно небольших раздвигов, контролирующих кайнозойский базальто-видный вулканизм, и растяжение, обусловившее формирование Япономорской глубоководной впадины (рис. 4), отличаются только масштабностью раскрытия континентальной коры, а не геодинамическими условиями. Следовательно, изученные в Сихотэ-Алине закономерности со сдвигового растяжения континентальной коры могут быть использованы для понимания динамических и кинематических условий формирования окраинных морей.

Япономорская и Южно-Охотская глубоководные впадины по времени образования (эоцен — плиоцен) и составу инъецированных в них глубинных продуктов (базальты) идентичны зонам растяжения Сихотэ-Алиня, контролирующим базальтоидный вулканизм. Весьма сходны и их морфологические черты. Так, если границу Япономорской впадины без грубой генерализации провести по изобате 3000 м, то отчетливо проявляется ее ступенчатая в плане морфология (см. рис. 4). По-видимому, как и в строении глубинных структур растяжения Сихотэ-Алиня, ограничения Япономорской впадины северо-восточного простираения являются сдвигами, а субширотного и северо-западного — раздвигами. Аналогично установленному в Сихотэ-Алине механизму раскрытия структур по принципу динамопары сдвиг — раздвиг, по-видимому, фор-

направление смещения блоков в условиях латерального движения Азиатского континента на юго-запад, светлая — направление смещения блоков в условиях латерального движения Тихоокеанской и Кула плит на северо-восток); 9 — сдвиговые системы (цифры в кружках): I — Сихотэ-Алинская сдвиговая система и составляющие ее частные левые сдвиги: 1 — Сихотэ-Алинский, 2 — Восточный, 3 — Приморский, 4 — Япономорский (Береговой), 5 — Арминский, 6 — Микулинский, 7 — Меридиональный, 8 — Бурматовский, 9 — Арсеньевский, 10 — Уссурийский; II — Восточно-Японская сдвиговая система и ее частные левые сдвиги в пределах Восточной Японии: 1 — Танакура, 2 — Футаба, 3 — разломы зоны Китаками: Тоно-Такада, Цучибучи-Сакари, Хитокабе-Ирия, Хизуме-Кесенума, 4 — Итогава-Шиэуока, 5 — Акаиши; III — Западно-Японская сдвиговая система и ее частные левые сдвиги: 1, 2 — сдвиги в районе Западного Хугоко, 3 — Нагато; 10 — трансформированные в оползни надвиги с образованием тыловых желобов: О — Оки, Т — Тома, М — Могами, Н — Ниигата, Я — Ямато; черная стрелка — направление гравитационного оползания аллохтонов; 11 — сдвиги, трансформированные в сбросы; 12 — глубоководный желоб Нансей (выход на поверхность надвиговой зоны Беньюфа).

Б. Связь базальтового вулканизма Сихотэ-Алиня с поперечными к сдвигам глубинными структурами растяжения. 1—6 — структурно-формационные комплексы: 1 — верхний миоцен (базальты оливиновые, щелочные и субщелочные), 2 — нижний — средний миоцен (базальты, андезиты, их гиалокластиты и англомератовые туфы, аргиллиты, алевролиты, песчаники), 3 — олигоцен (алевролиты, опоки, песчаники, конгломераты, бурые угли, лигниты), эоцен (липариты, трахилипариты, трахидациты, туфы липаритов, опоки туфопесчаники), палеоцен (базальты, андезиты, дациты, их туфы и гиалокластиты, туфоконгломераты, песчаники, аргиллиты); 4 — верхний мел (вулканоплутонические комплексы нерасчлененные), 5 — нижний мел (терригенные отложения), 6 — нижний мел (вулканогенно-терригенные отложения); 7—10 — элементы структуры района: сдвиговые зоны (7) и зоны растяжения: палеогеновые (8), неогеновые (9), длительного развития (10); 11 — направление латеральных смещений геоблоков.

Диаграммы (верхняя полусфера) статистического анализа массовых замеров разрывных и кинематических элементов основания верхнемеловых вулканогенных образований: I — ориентировка разрывов с признаками смещений (3624 замеров), II — погружение тектонических штрихов (3005)

мирование Япономорской впадины происходило в результате растяжения блока, ограниченного с одной стороны Сихотэ-Алинской, а с другой — Восточно- и Западно-Японскими сдвиговыми системами (см. рис. 4). Синхронность активизации сдвиговых систем подтверждает это положение. Одновременно с раскрытием Япономорской впадины в пределах островов формировались надвиги.

Рассмотренный механизм формирования Япономорской впадины вполне приемлем и для объяснения образования Южно-Охотской глубоководной впадины, ступенчатые контуры которой обусловлены сочетанием северо-восточных левых сдвигов, широко развитых на Курильских островах [17], и северо-западных раздвигов, простирающие которых отражается в ориентировке даек среднего и основного состава, развитых на Большой Курильской гряде [17]. Наличие блоков, ограниченных разломами такого простираения, и их кинематика в деталях проявляются в топографии северного склона Южно-Охотской впадины.

По принципу аналогии формирования крупных континентальных впадин (Амурская, Сунляо, Северо-Китайская и др., см. рис. 1) можно сравнить с образованием рассмотренных на примере Приморья угленосных депрессий. Их морфологические черты также сходны (см. рис. 4) и, по-видимому, обусловлены единым сдвиговым механизмом растяжения консолидированной континентальной коры.

Раскрытие раздвигов сопровождалось грандиозными процессами их компенсации. Об этом свидетельствуют особенности строения и развития континентальных обрамлений Япономорского и Южно-Сахалинского раздвигов. Например, в Приморье большинство сдвигов и надвигов, обрамляющих Япономорский раздвиг с северо-запада, под разными углами наклонено на восток-юго-восток, что способствовало гравитационному оползанию континентальных масс в направлении раскрывающейся структуры. Так, в результате трансформации Сихотэ-Алинской надвиговой зоны в гравитационный оползень восточная окраина Сихотэ-Алинского вулканогенного пояса оказалась погруженной под воды Японского моря. В гравитационном оползании масс большую роль играли и сбросы блоков по круто наклоненным на восток-юго-восток сдвигам. Эти явления привели к ступенчатому погружению блоков Приморья в сторону Японского моря. Сбросовые смещения по разломам происходили на фоне горизонтальных, обусловленных непрекращающимся латеральным движением Азиатского и (или) Тихоокеанского геоблоков, что приводило к обратимому наложению сдвиго-надвиговых дислокаций на сбросо-оползневые с соответствующей трансформацией разломов.

подавляющее большинство крупных разломов Сахалино-Японской сдвиго-надвиговой зоны наклонено на запад-северо-запад, и они, так же как и разломы Приморья, играли важную роль в гравитационных сбросо-оползневых погружениях блоков, вызванных раскрытием Япономорского раздвига. Оползание континентальных масс происходило в виде крупных пластин (возможно, трансформированных в оползни аллохтонов). В тылу трансформированных в оползни аллохтонов формировались депрессии, впадины и прогибы (Исикари, Токати, Акита, Ниигата и др.) (см. рис. 4), которые компенсировались позднемиловыми — кайнозойскими вулканогенно-осадочными образованиями, фиксирующими время наиболее активного раскрытия Япономорского раздвига. Тыловые части оползневых пластин испытывали растяжение с образованием скрытых камер, благоприятных для локализации интрузивов, а сквозные каналы способствовали вулканизму, широко проявленному на Японских островах.

При оползании пластин с островных дуг в направлении окраинных морей крутые континентальные склоны глубоководных желобов приобретали ступенчатое строение. При этом на крутых склонах выступы гребней оползневых пластин служили седиментационными ловушками, где мощные толщи подпруженных осадков образовали глубоководные террасы. Следовательно, получившие развитие на континентальных

склонах глубоководных желобов и впадин террасы, седиментационные ловушки, да и сами желоба, возможно, являются тыловыми структурами оползней, нисходящие движения которых осуществлялись по трансформированным сместителям чешуйчатой шарьяжно-надвиговой зоны Беньофа.

Оползневые явления, по-видимому, широко развиты и в пределах Охотморского раздвига. Гравитационное оползание здесь происходит в направлении Южно-Охотской глубоководной впадины. Курило-Камчатский глубоководный желоб и параллельная ему межгрядовая депрессия, разделяющая внутренний и внешний Курильские хребты (гребни оползневых пластин), могут рассматриваться как тыловые оползневые депрессии.

Компенсация Япономорского и Охотморского раздвигов, очевидно, происходит не только путем гравитационного оползания континентальной коры и аккумуляции осадков, но и за счет подъема (внедрения) пластичной верхней мантии, что выражается в повышении уровня границы Мохо.

Важно отметить, что в процессе длительных сдвиговых дислокаций раздвиги частично или полностью и неоднократно трансформируются в структуры сжатия с вытеснением компенсирующих их образований, в том числе и офиолитовых ассоциаций, в форме надвигов и шарьяжей. В этих явлениях большую роль играет обратимая трансформация сдвиговых дислокаций зоны перехода в шарьяжно-надвиговое фронтальное скупивание масс, вызванное переменной латеральной смещения Азиатского и (или) Тихоокеанского геоблоков.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные в Сихотэ-Алине исследования указывают на тесную генетическую связь вулканизма, интрузивного магматизма и рудогенеза со сдвиговой активизацией глубинных разломов. Особенности пространственной связи различных элементов сдвиговых дислокаций отвечают законам организации структур в условиях латерального смещения Азиатского континента на юго-запад и (или) смещения Тихоокеанской и Кула плит на северо-восток, что определяет причину сдвиговой активизации глубинных разломов зоны перехода. В позднем мелу — кайнозое сдвиговой активизацией была охвачена протяженная на тысячи километров узкая полоса зоны перехода, в пределах которой формировался Восточно-Азиатский вулканический пояс. Консолидированные участки активизированной полосы, минуя пликвативные формы дислокаций, вступили в благоприятную для процессов вулканизма деструктивную стадию сдвиговых дислокаций. Напротив, дислокация пластичных образований осадочных бассейнов началась с формирования складчатых систем и орогении. И только затем здесь получили широкое развитие деструктивные формы, создавшие благоприятные условия для вулканизма. Этим можно объяснить неполную синхронность формирования различных звеньев и отдельных участков Восточно-Азиатского вулканического пояса.

Контролируясь прямолинейными глубинными разломами, вулканогенный пояс характеризуется такого же типа очертаниями составных звеньев (см. рис. 1), и только генерализация его контуров без детального изучения структуры основания и кинематических условий растяжения континентальной коры позволяет многим исследователям составные части пояса (Восточно-Сихотэ-Алинскую, Охотско-Чукотскую) по аналогии с островными дугами считать также дугообразными. Между тем основные морфологические черты пояса определены протяженными на сотни километров северо-восточными и в меньшей мере субмеридиональными сдвиговыми системами и поперечными к ним относительно короткими северо-западными и широтными структурами растяжения. На примере Сихотэ-Алиня показаны преобладающее развитие такого типа структур и простота решения проблемы растяжения континенталь-

ной коры зоны перехода с привлечением динамопары сдвиг — раздвиг. В решении проблемы пространственной и временной связи между различными формами пликтивных и деструктивных структур зоны перехода весьма важное значение приобретают установленные в Сихотэ-Алине особенности эволюционного развития сдвиговых дислокаций. Как показано выше, с позиции эволюционного развития сдвиговых дислокаций прежде всего, и что очень важно, удается генетически связать и объяснить закономерную направленность таких основных явлений в геосинклинальном развитии, как складчатость, орогения и последующая деструкция консолидированной коры. Кроме того, решается ряд частных, но очень важных проблем. Например, находят объяснение основные закономерности размещения и геодинамические условия формирования рудных месторождений. Решается проблема генезиса поперечных структур растяжения Сихотэ-Алиня, а по аналогии и зоны перехода в целом. Одновременно находит объяснение и проблема пространства для интрузивных образований, даек, рудных тел и других глубинных инъекций, становятся во многом понятными динамо-кинематические условия формирования депрессий, вулкано-тектонических структур (в том числе и некоторых кольцевых) и в целом вулканогенного пояса. Сам факт, что столь разнородные по генезису и времени образования структуры и тектонические явления находят объяснение с позиций единого процесса, заставляет эволюционному развитию сдвиговых дислокаций придавать важное значение.

Установленная в Сихотэ-Алине геодинамика растяжения континентальной коры вполне приемлема для объяснения формирования окраинных морей и крупных континентальных впадин, получивших особенно широкое развитие в кайнозое. Континентальные впадины не являются следствием прогиба континентальной коры в целом, поэтому под этими структурами не наблюдается понижения уровня границы Мохо. В свою очередь, формирование окраинных морей нельзя считать следствием растяжения континентальной коры в результате подъема мантийного вещества, так как в этом случае над мантийными диапирами должны формироваться куполовидные структуры, а не глубоководные впадины, подобные Япономорской и Охотоморской. По аналогии с установленными в Сихотэ-Алине геодинамическими условиями деструкции коры, континентальные впадины и окраинные моря, по-видимому, также являются следствием латерального растяжения континентальной коры в процессе сдвиговой активизации глубинных разломов зоны перехода.

Исключительно важную роль в изменении геодинамического режима зоны перехода играет смена направлений смещений сочленяющихся геоблоков тектоносферы. В этих условиях происходит трансформация зон Беньофа из надвигов в сдвиги и в обратной последовательности. Надвиговый геодинамический режим зоны перехода ведет к скупиванию масс и увеличению мощности коры. Напротив, сдвиговые дислокации обуславливают растяжение коры зоны перехода и как следствие — высвобождение глубинного вещества и энергии.

Литература

1. *Беляевский Н. А.* Земная кора в пределах территории СССР.— М.: Недра, 1974. 280 с.
2. *Берсенева И. И.* Как образовалось Японское море? — Природа, 1972, № 12, с. 52—59.
3. *Гололобов Ю. Н.* Роль сдвигов в формировании структуры Северного Сахалина.— Изв. вузов. Геология и разведка, 1981, № 11, с. 29—35.
4. *Иванов Б. А.* Центральный Сихотэ-Алинский разлом (сдвиг).— Докл. АН СССР, 1961, т. 138, № 4, с. 900—903.
5. *Иванов Б. А.* Возможные причины и общий характер мезозойских и кайнозойских деформаций в районе Японского моря.— Информ. сб. ПТГУ, 1971, № 7. 95 с.
6. *Иванов Б. А.* Центральный Сихотэ-Алинский разлом. Владивосток: Книжн. изд-во, 1972. 116 с.
7. *Кропоткин П. Н., Власов Г. М.* Островные дуги западной окраины Тихоокеанского пояса.— В кн.: Геология и металлогения советского сектора Тихоокеанского рудного пояса. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 659 с.

8. *Леглер В. А., Парфенов Л. И.* Системы разломов островных дуг.— В кн.: **Тектоническое районирование и структурно-вещественная эволюция Северо-Востока Азии.** М.: Наука, 1979, с. 134—156.
9. *Паклин А. П.* О сочленении Центрального и Меридионального разломов и характере движений по ним.— Информ. сб. ПТГУ, 1963, № 4, с. 7—13.
10. *Паклин А. П.* О Центральном и Меридиональном разломах Сихотэ-Алиня.— В кн.: **Материалы по тектонике и петрографии Тихоокеанского рудного пояса.** Владивосток: Книжн. изд-во, 1964. 254 с.
11. *Парийский Н. Н.* Неравномерность вращения Земли. М.: Изд-во АН СССР, 1954. 90 с.
12. *Пейве А. В., Яншин А. Л., Зоненшайн Л. П. и др.* Становление континентальной земной коры Северной Евразии.— *Геотектоника*, 1976, № 5, с. 6—23.
13. *Рождественский В. С.* Сдвиги в Восточном хребте полуострова Шмидта на Сахалине.— *Геология и геофизика*, 1972, № 10, с. 131—134.
14. *Рождественский В. С.* О сдвиговых смещениях вдоль зоны Тымь-Поронайского разлома на о. Сахалин.— *Докл. АН СССР*, 1976, т. 230, № 3, с. 678—680.
15. *Силантьев В. Н.* Фудзино-Иманский сдвиг.— *Изв. АН СССР. Сер. геол.*, 1963, № 2, с. 39—49.
16. *Стрельцов М. И.* Об эшелонированном расположении структур в южной части Курильской островной дуги.— *Геотектоника*, 1970, № 1, с. 108—116.
17. *Стрельцов М. И.* Дислокация южной части Курильской островной дуги. М.: Наука, 1976. 132 с.
18. *Уеда С.* Новый взгляд на Землю. М.: Мир, 1980. 213 с.
19. *Уткин В. П.* Сдвиговые зоны Центрального Сихотэ-Алиня.— *Докл. АН СССР*, 1976, т. 228, № 5, с. 1189—1192.
20. *Уткин В. П.* Восточно-Азиатская глобальная сдвиговая зона, вулканический пояс и окраинные моря.— *Докл. АН СССР*, 1978, т. 240, № 2, с. 400—403.
21. *Уткин В. П.* Обратимая трансформация шарьяжно-надвиговых и сдвиговых дислокаций окраин континентов.— *Докл. АН СССР*, 1979, т. 249, № 2, с. 425—429.
22. *Уткин В. П.* Сдвиговые дислокации и методика их изучения. М.: Наука, 1980. 143 с.
23. *Allen C. R.* Circum-Pacific faulting in the Philippine-Taiwan region.— *J. Geophys. Res.*, 1962, v. 67, № 12, p. 237—240.
24. *Ehiro M.* The Hizume-Kesennume fault — With special reference to its character and significance on the geologic development.— *Tohoku Univ. Inst. Geol. Pal. Contr.*, 1977, № 77. 37 p.
25. *Kawachi V., Yamada T., Yokoyama V.* Crystalline schists of Vokokawa district (Vokokawa-gawa metamorphic rocks), north of Lake Suwa, Central Japan.— *J. Jan. Assoc. Min. Pet. Econ. Geol.*, 1966, № 56, p. 21—29.
26. *Kimura T.* A sharp bent of the Median tectonic Line.— Tectonic significances yielded by lateral faults.— *Jan. J. Geol. Geogr.*, 1959, № 30, p. 215—232.
27. *Kimura T.* Tectonic movements in the southern Fossa Magna, Central Japan, analysed by the minor structures in its southwestern area.— *Jan. J. Geol. Geogr.*, 1966, № 37, p. 63—85.
28. *Kimura T. et al.* Geologic structures in the Tayabas Lstmus district, Philippines.— *Geol. and Paleontol. of Southeast Asia*, 1968, v. 4, p. 75—82.
29. *Kobayashi T.* The Sakawa orogenic cycle and its bearing on the Japanese islands.— *J. Fas. Sci. Lmp. Univ. Tokyo*, sec. 2, 1941, v. 5, pt 7.
30. *Matsumoto T.* The late Mesozoic geological history in the Nagato province, Southwest Japan.— *Jan. J. Geol. Geogr.*, 1949, v. 21, p. 235—243.
31. *Matsushima N.* Median tectonic line in the Akaishi mountains, in *Median Tectonic Line*, edited by R. Sugiyama, Tokai University Press, Tokyo, 1973, p. 9—26.
32. *Murakami N.* Petrology of the granitic rocks in alpine-type serpentinite from Dai, Nagato tectonic zone, West Chugoku.— In: *Prof. H. Matsushita Memorial Volume*, 1971, v. 11, p. 57—66.
33. *Nureki T.* Geological relations of the Sangun metamorphic rocks to the non-metamorphic.— In: *Paleozoic formations in the Chugoku province.*— *Geol. Soc. Jan. Mem.*, 1969, № 4, p. 23—39.
34. *Nureki T.* An idea on the Nagato tectonic zone.— In: *T. Nureki's Res. Rep. on the studies on the Basement Rocks before the Hunshu Orogenic Movements; Basement Rocks*, 1972, v. 2, p. 10—12.
35. *Otsuki K.* Geology of the Tanacura shear zone and adjacent area.— *Tohoku Univ., Inst. Geol. Pal. Centr.*, 1975, № 76, p. 71.
36. *Otsuki K. and Masayuki Ehiro.* Major strike-slip faults and their bearing on spreading in the Japan Sea.— *J. Phys. Earth*, 1978, v. 26, Suppl., p. 537—555.
37. *Rutland R., William R. A.* Tectonic study of part of the Philippine fault zone.— *Quart. J. Geol. Soc. London*, 1967, v. 123, № 4, p. 176—192.
38. *Whyte M. A.* Turning points in Phanerozoic history.— *Nature*, 1977, v. 267, № 5613, p. 679—682.

УДК 551.242.22(571.66)

РАЗНИЦИН Ю. Н., ХУБУНАЯ С. А., ЦУКАНОВ Н. В.**ТЕКТОНИКА ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ КРОНОЦКОГО ПОЛУОСТРОВА
И ФОРМАЦИОННАЯ ПРИНАДЛЕЖНОСТЬ БАЗАЛЬТОВ
(КАМЧАТКА)**

Рассматриваются состав, строение и тектоническое положение меловых и палеогеновых эффузивно-пирокластических и туфогенно-кремнистых образований восточной части Кроноцкого полуострова. В результате проведенных исследований установлена покровно-чешуйчатая структура верхнемеловых толщ, доказан их сенонский (коньяк-маастрихтский) возраст. Впервые для данного региона идентифицирован и описан серпентинитовый меланж. Сделаны выводы о позднемеловой обдукции со стороны Тихого океана, о соответствии ультрабазитов и меланжа комплексу основания (меланократовому фундаменту), о принадлежности верхнемеловых и палеогеновых образований к островным дугам, находящимся на ранних стадиях своего развития. Выделена новая для данного региона зоны перехода от океана к континенту высокоглиноземистая плагиотолетовая провинция.

ВВЕДЕНИЕ

Тектоника континентальных окраин северо-запада Тихого океана в последнее время привлекает пристальное внимание исследователей тем, что она дает хороший материал для выявления структурных взаимоотношений континента и океана на протяжении длительной геологической истории. Не последнее место в их ряду занимает Восточная Камчатка, так как ее районы максимально приближены к океану.

Для тектонических построений очень важно установить формационную принадлежность комплексов пород, развитых в районе исследований. Сделать это можно только путем петрохимического и геохимического изучения пород с использованием современных аналитических методов, с привлечением совокупности данных об условиях формирования толщ, об их возрасте и о положении в современной структуре.

В свете поставленных задач совершенно естественны и необходимы совместные усилия тектонистов и геохимиков. Результаты подобных совместных исследований и отражены в предлагаемой статье. Работы проводились Геологическим институтом АН СССР совместно с Институтом вулканологии ДВНЦ АН СССР под общим руководством члена-кор. АН СССР Ю. М. Пушаровского.

ТЕКТОНИКА ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ КРОНОЦКОГО ПОЛУОСТРОВА

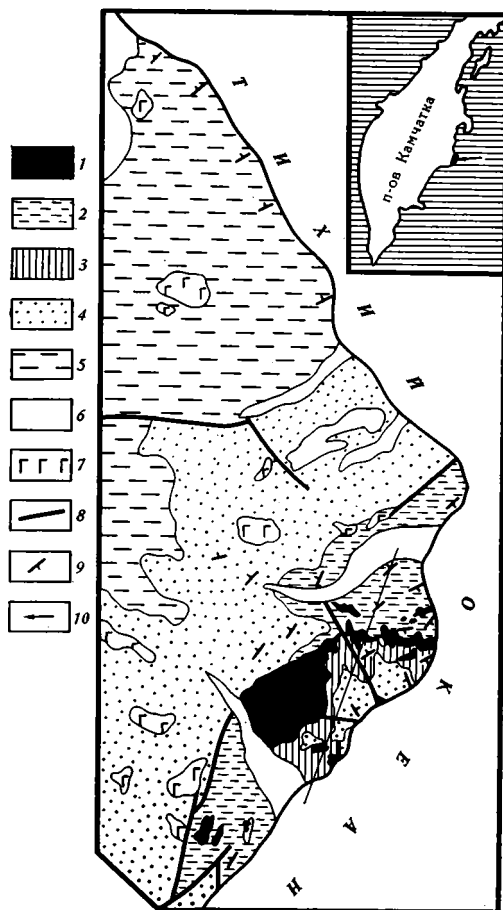
Район исследований располагается в восточной части Кроноцкого полуострова, входящего в зону восточных полуостровов Камчатки, на востоке Кроноцкой структурной зоны [30], в непосредственной близости от приостровного склона Курило-Камчатского глубоководного жолоба. По данным предшествующих исследователей, здесь развиты предположительно верхнемеловые (свита мыса Каменистого) и палеоцено-олигоценные (кроноцкая серия) эффузивно-пирокластические, туфогенно-осадочные и туфогенно-кремнистые комплексы [19]. Ультрабазиты полуострова традиционно рассматриваются в качестве интрузий, прорывающих верхнемеловые образования [3, 11, 20].

В результате проведенных авторами исследований в восточной части полуострова получены новые данные, позволяющие иначе трактовать структуру этого района и соотношения ультраосновных пород с окружающими их толщами (рис. 1).

Комплекс эффузивно-пирокластических и туфогенно-кремнистых образований свиты мыса Каменистого обнажен в обрывах вдоль берега Тихого океана между мысами Каменистый на севере и Кроноцкий на юге. Свита представлена чередованием мощных, до нескольких десятков метров, базальтовых потоков, прослоев вулканических брекчий, туфо-конгломератов, туфобрекчий, туфогравелитов, туфов основного, среднего и кислого состава, туфопелитов, туффитов, яшмовидных туфосилицитов и фтанитов с остатками скелетов радиолярий. В резко подчиненном количестве присутствуют осадочные породы: вулканомиктовые и тефрогенные песчаники и алевролиты.

Рис. 1. Схематическая геологическая карта восточной части Кроноцкого полуострова

1 — ультрабазиты и серпентинитовый меланж; 2—3 — эффузивно-пирокластические породы сенонского возраста: 2 — нижней пластины, 3 — верхней пластины; 4—5 — палеогеновые осадочно-вулканические образования: 4 — кубовской свиты, 5 — козловской свиты; 6 — аллювиальные отложения; 7 — габбро-анортозиты; 8 — разрывные нарушения; 9 — элементы залегания; 10 — местоположение района исследований



Последовательный стратиграфический разрез этой толщи в современной структуре полуострова отсутствует, основание ее нигде не вскрывается. Среди образований свиты мыса Каменистого можно выделить две толщи, довольно резко различающихся по составу слагающих их пород. Их выходы отделены друг от друга зоной серпентинитового меланжа и образуют самостоятельные покровные пластины.

Разрез нижней пластины мощностью около 550 м, представляющий собой относительный автохтон, лучше всего обнажен в районе мыса Каменистого и по южному берегу одноименной бухты. Породы толщи образуют антиклинальную складку с простираем осей в субширотном направлении с размахом крыльев 2—3 км, осложненную складками более низкого порядка. Углы наклона крыльев составляют 10—40°. Основание видимого разреза слагается потоком пиллоу-лав базальтов (10 м) с тонкими прослоями кристаллогиалокластовых туфов. Выше залегает пачка переслаивания буроватых кремнистых пород (фтанитов и яшмовидных туфосилицитов) и зеленых гиалокластических туфов основного состава; верхи пачки слагаются темно-серыми, зелено-

вато-серыми кристаллолитокластическими алевропсаммитовыми и псаммитовыми туфами базальтов (55 м). Выше следует чередование пачек зеленовато-серых кристалловитрокластических и кристаллолитокластических туфов базальтов и андезито-базальтов и тонких прослоев окремненных туфосилицитов и фтанитов (80 м). В верхней части разреза этой туфогенной толщи выделяется маломощная (2—3 м) пачка хорошо сортированных вулканогенных алевропелитов и туфов основного состава с комковатой отдельностью, перекрывающая мощным (50 м) потоком шаровых базальтов с тонкими прослоями шлаковых туфов. Средняя часть разреза пластины слагается двумя потоками пиллоу-базальтов (соответственно 50 и 60 м), разделенными мощной пачкой литокластических туфов базальтов с большим количеством гиалокластиков. В разрезе верхней части пластины резко преобладают пиллоу-лавы базальтов, переслаивающиеся с прослоями зеленовато-серых кристаллопемзовых андезитоацитовых туфов, туфопелитов и туффитов с горизонтом брекчий, состоящих из плотно притертых друг к другу остроугольных обломков основных и кислых эффузивов.

Как видно из приведенного описания, основной фон разреза этой пластины определяется базальтами с шаровой отдельностью. По формам «подушек» устанавливается нормальное залегание толщи. Прослойки тонких туфосилицитов и фтанитов в нижней части пластины содержат радиолярии. Извлечение радиолярий из образцов пород проводилось посредством травления концентрированной фтористоводородной кислотой, что позволило установить обилие орбикулиформид, среди которых определены *Orbiculiforma qadrata*, *O. monticelloensis*, *O. cf. vacaensis*. В комплексы также определены *Archaeospongprunum aff. vascoensis*, *Prunobrachium ex gr. sibericum*, *Lithocampe aff. elegantissima*. Комплекс радиолярий свидетельствует о коньяк-кампанском возрасте толщи [17]. Обилие губчатых дискоидей в туфосилицитах, присутствие трех- и четырехлучевых спикул кремневых губок в вулканических алевролитах, по мнению В. С. Вишневской, позволяют предполагать относительно мелководные условия формирования толщи.

В районе мыса Кроноцкого, к северу и югу от него, в высоких, более 100 м, береговых обрывах обнажается разрез верхней толщи (пластины) мощностью до 250 м. В низах разреза этой пластины залегают сильно тектонизированные базальты с шаровой отдельностью, вверх сменяющиеся гиалокластитами (20 м). Выше следует пачка переслаивания светло-серых витрокластических туфов с примесью осадочного материала. Выше располагается мощная (70 м) пачка конгломератов, состоящих из окатанных обломков (3—30 см) базальтов и андезито-базальтов с незначительным количеством обломков кислых пород. В верхней части пластины залегают пачки светло-серых кристаллопемзовых туфов с градационной слоистостью (20 м) и темно-зеленых до желтоватых кристаллолитокластических псаммитовых и алевропелитовых туфов основного состава с большим количеством тонких прослоев туфопелитов и гиалокластитов (до 40 м). В кровле пластины располагается поток базальтов (30 м) с шаровой отдельностью. В разрезе верхней пластины уже заметную роль играют кислые туфы; для пирокластических пород характерны неравномерная линзовидная слоистость, смена фаций и отдельных разностей пород на небольших расстояниях, серые, бурые, зеленые, желтые, коричневатые и красноватые цвета пород. Кремнистые туфопелиты содержат остатки радиолярий. Посредством плавиковой кислоты из них выделено обилие дискоидей; определены *Prunopyle sp.*, *Spongurus sp.*, *Prunobrachium sp.* По общему облику возраст комплекса условно кампан — палеоцен (определения В. С. Вишневской). В целом для туфовой части разреза верхнемеловых образований характерна слабая обработка материала, обломки, как правило, не окатаны. Угловатая форма обломков, состав вулканических песчаников, которые сложены исключительно обломками «местных» базальтов, свидетельствуют о транспортировке материала

на небольшие расстояния. Немногочисленные осадочные породы плохо сортированы, содержат одновременно и относительно крупные и очень мелкие зерна. Сильная трещиноватость зерен, обилие в обломочной части фрагментов вулканических пород и пемзы свидетельствуют о том, что пирокластические породы были сформированы при извержениях, сопровождавшихся автоматическим брекчированием, вблизи или внутри группы активных вулканов. Обилие пемзы в большей части осадочно-пирокластических пород указывает на то, что извержения происходили выше уровня моря или в мелководной обстановке.

Особенности разреза в целом, пестрый состав пирокластических пород, присутствие в нем большого количества грубых осадочно-вулканогенных пород — туфоконгломератов, туфобрекчий, туфогравелитов, заключение об относительно мелководной среде обитания радиоларий, сохранившихся в туфосилицитах и фтанитах, отмеченные выше особенности пирокластических пород, со всей очевидностью свидетельствуют о формировании всей толщи в пределах архипелага вулканических островов, в структуре типа островной дуги.

СЕРПЕНТИНИТОВЫЙ МЕЛАНЖ

Пластины верхнемеловых пород разделяет серпентинитовый меланж, прослеживающийся в виде узкой (от нескольких метров до 1 км) извилистой полосы субширотного простирания приблизительно на 6 км, от берега Тихого океана в районе скалы Опасной до верховьев ручья Третье ущелье, где она практически соединяется с меланжем в основании массива ультрабазитов (см. ниже). Зона меланжа хорошо обнажена по всему простиранию и прекрасно картируется по характерному голубоватому цвету.

Серпентинитовый меланж состоит из интенсивно рассланцованных, тектонизированных серпентинитов голубоватого цвета, в которых зажаты обломки и глыбы (от нескольких см до 150 м в поперечнике) различных пород. Глыбы часто имеют округлую или эллипсоидальную форму, с поверхности покрыты тонкими серпентинитовыми «рубашками», испещренными штриховками и бороздами скольжения; поверхности глыб нередко представляют собой идеальные зеркала скольжения.

В районе скалы Опасной, в обрывах океанского берега можно видеть соотношения меланжа с подстилающими и перекрывающими его эффузивно-пирокластическими образованиями. Зона полого наклонена на восток — юго-восток под углом 20—30°, что устанавливается по элементам залегания в подстилающих и перекрывающих меланж породах; мощность меланжа составляет приблизительно 200 м. Глыбовые включения меланжа здесь представлены широким спектром пород. Наиболее типичны серпентинизированные гарцбургиты, рассеченные большим количеством ветвящихся жил и даек светло-серых плагиогранитов. Плагиограниты имеют структуры катаклазита, состоят из передробленных зерен кварца, плагиоклаза, зеленой роговой обманки и флогопита. Крупные кристаллы роговой обманки и флогопита сильно деформированы, изогнуты; в зернах кварца нередко отмечается волнистое погасание. В шлифах можно наблюдать все стадии перехода от относительно слабо измененного плагиогранитного катаклазита до существенно амфиболовых пород — тальк-эпидот-тремолит-актинолит-пренит-роговообманковых. В измененных разностях присутствует гидрогранат; довольно часто парагенез вторичных минералов этих метасоматических пород отвечает родингиту. Для глыбовых включений меланжа также характерно присутствие амфиболитов с линейно-плоскостной ориентированной структурой. Это средне- и мелкозернистые породы темно-серого, почти черного цвета, состоящие из зеленой роговой обманки, актинолита, плагиоклаза, сфена и титаномагнетита. В диафторированных разностях добавляется эпидот и магнезиальный хлорит. Среди других разновидностей пород, слагающих глыбы в меланже этого района, отмечаются следующие. Клинопироксенитовые милониты состоят из раздробленных

кристаллов клинопироксена (авгита), максимальный размер которых достигает 1,5 мм. Обломки кристаллов цементируются тонкораздробленным материалом того же состава. Полосчатые лерцолиты — породы, состоящие из диопсида, энстатита, ксеноморфного красновато-коричневого хромшпинелида и магнетита. Порода частично серпентинизирована, среди петельчатого серпентина имеется большое количество реликтов свежего оливина; таблицы энстатита слегка баститизированы, содержат тонкие ламели диопсида. Полосчатость создается за счет чередования (5—6 мм) прослоев, обогащенных и обедненных пироксенами. Гарцбургиты состоят из оливина, энстатита, хромшпинелида и магнетита. Крупные (до 5 мм) таблицы энстатита баститизированы, включают в себя ламели диопсида. По оливины развивается петельчатый серпентин. Ксеноморфные зерна хромшпинелида (1—2 мм) находятся в тесном срастании с энстатитом. Меланократовые габбро-диабазы имеют офитовую структуру; призматические кристаллы плагиоклаза резко идиоморфны по отношению к пироксенам. Пироксен (ряда диопсид — авгит) замещается актинолитом и зеленой роговой обманкой; плагиоклазы полностью цеолитизированы. Рудный представлен магнетитом. Габброиды милонитизированы, трещины и тонкие прожилки залечены пренитом и бурыми гидроокислами железа.

Полоса меланжа от скалы Опасной протягивается по южному и западному склонам выс. 653 в верховья ручья Первое ущелье. Среди глыбовых включений кроме пород, описанных выше, здесь присутствуют глыбы и блоки сильно актинолитизированных габбро-пегматитов, родингитов, лерцолитов, нодулярных и массивных хромитов, тальцитов, красно-бурых апогарцбургитовых серпентинитов. В этом районе также хорошо видны соотношения меланжа с подстилающими и перекрывающими верхнемеловыми образованиями. Шаровые лавы базальтов на контакте с серпентинитами сильно тектонизированы, рассечены многочисленными трещинами; по поверхностям сколов развиваются зеркала скольжения. В центре меланжевого поля среди голубых серпентинитов в тектонических окнах обнажается толща переслаивания верхнемеловых пиллоу-лав, туфов и туфопесчаников.

На водораздельном хребтике между ручьями Первое и Второе ущелье картируется резкий пережим зоны меланжа, сужение ее до нескольких метров и «раздув» до 500—700 м в верховьях ручьев Второе и Третье ущелье. Здесь в серпентинитах зажаты глыбы амфиболизированных габбро-диабазов и светло-серых родингитизированных плагиогранитных катаклазитов.

В юго-западной части района, на водоразделе р. Большой и ручья Буй, располагается относительно крупный (12 км²) массив ультрабазитов. Ультрабазиты слагают покровную пластину, перекрывающую верхнемеловые породы нижней пластины и в свою очередь перекрыты образованиями верхней пластины (см. рис. 1). К нижней части массива, вскрытой в среднем течении ручья Буй и в нижнем течении ручья Неудобного, приурочен серпентинитовый меланж. В береговых обрывах бухты Неудобной виден тектонический контакт меланжа с перекрывающими его породами верхней пластины, которые сохранились в виде нескольких тектонических останцов в кровле «массива».

Серпентинитовый меланж, располагающийся в основании массива, является продолжением выходов меланжа, расслаивающего пластины верхнемеловых пород. Этот вывод сделан на основании сходства состава глыбовых включений меланжей и на результатах геологического картирования. Как уже отмечалось, полоса серпентинитового меланжа протягивается от северного окончания мыса Кроноцкого до истоков ручья Третье ущелье, практически соединяясь с меланжем в основании массива ультрабазитов на водоразделе ручьев Третье ущелье и Буй. Присутствие меланжа на небольшой глубине под палеогеновыми вулканогенно-осадочными образованиями, перекрывающими меланж в этом районе, подтверждается наличием в них мелких протрузий рассланцованных серпентинитов. Глыбовые включения меланжа в основа-

нии массива ультрабазитов представлены амфиболитами, тектонизированными вебстеритами, родингитизированными плагиогранитными катаклазитами, амфиболизированными габбро-диабазами, рассланцованными габбро-норитами, полосчатыми верлитами, серпентиновыми сланцами и офикальцитами. Последние представляют собой брекчию, в которой тектонизированные серпентиниты бутылочно-зеленого и красновато-бурого цвета сцементированы карбонатным материалом розовато-красного цвета. Следует отметить, что офикальциты широко представлены в меланже рассматриваемого района, слагая крупные (до 150 м) блоки в серпентинитах (верхнее течение ручья Неудобного, район к северу и северо-западу от мыса Кронцокого).

Верхняя часть массива ультрабазитов сложена массивными, иногда полосчатыми, серпентинизированными гарцбургитами, которые имеют все особенности тектонизированных перидотитов, слагающих нижние части офиолитовых разрезов [6, 38 и др.]. В них запечатлены структурные и вещественные свидетельства ранней истории их формирования: следы остаточных деформаций в зернах энстатита, линейно-плоскостная ориентировка минералов и их агрегатов. По редким замерам элементов залегания полосчатости в гарцбургитах устанавливается асимметричная синформная структура верхней части массива, с пологим южным и более крутым (до 30°) северным крылом.

Итак, серпентинитовый меланж и массив ультрабазитов маркируют юго-восточное крыло покровной антиформной структуры, в ядре которой располагаются осадочно-вулканогенные породы нижней пластины. Севернее мыса Кронцокого это крыло осложнено дополнительными чешуями, на что указывают выходы меланжа среди верхнемеловых пород. Так, зона меланжа, обнажающаяся на берегу океана, в 3,5 км к востоку от горы Россомашья, прослежена по простиранию более чем на 1,5 км. Меланж здесь состоит из рассланцованных аподунитовых серпентинитов, в которых зажаты глыбы и блоки катаклазированных габбродиабазов и розовато-красных офикальцитов.

На северо-западном крыле антиформной структуры тектонизированные серпентиниты появляются в правом борту р. Каменистой, в ее нижнем течении. Здесь они по пологому надвигу перекрывают отложения нижней пластины верхнемеловых пород и прослеживаются от долины реки вверх до водораздела. В водораздельной части серпентиниты залегают в виде тонкой субгоризонтальной пластины. Вдоль контакта с верхнемеловыми базальтами серпентиниты превращены в сланцы (сланцеватые параллельно контакту) и включают в себя отдельные глыбы родингитов. Подстилающие базальты сильно тектонизированы, покрыты многочисленными зеркалами скольжения.

Породы верхней пластины слагают покровную моноклиналную структуру, полого наклоненную на северо-запад, осложненную мелкими чешуйчатыми надвигами субширотного простирания, вдоль плоскостей которых прослеживается маломощный серпентинитовый меланж; в районе мыса Кронцокого эта структура оборвана крупным сбросом северо-восточного простирания, в результате чего слои толщи здесь полого наклонены на юго-восток.

Верхнемеловые образования с угловым и азимутальным несогласием перекрываются вулканогенно-осадочными отложениями кубовской свиты палеоцен-эоценового возраста. Часто породы свиты представлены в небольших тектонических блоках. В одном из них, в верховьях ручья Третье ущелье, в основании разреза залегает пачка грубых туфоконгломератов, обломки в которых сложены преимущественно плагиоклаз-клинопироксеновыми базальтами. Выше располагается пачка кристаллолитокластических туфов с прослоями и линзами туфоконгломератов и туффитов в верхней части с редкими прослоями дацитовых туфов в низах. Эта туфоконгломератовая пачка перекрывается толщей переслаивания кристаллолитокластических туфов основного состава и желтовато-серых туффитов. В средней части разреза располагаются грубые гравелитистые литовитрокластические основные ту-

фы с окатанными обломками (до 20 см) плагиоклазовых базальтов, с линзами и прослоями пепловых туфов и конгломератов. Верхи разреза слагаются толщей переслаивания литовитрокластических туфов основного состава, туфоконгломератов, кристаллолитокластических туфов псаммитовой размерности среднекислого состава, опоковидных туффитов; в кровле разреза залегают потоки пиллоу-лав базальтов. Видимая мощность разреза составляет 250 м. Общая же мощность свиты составляет 2900 м [19]. Кубовская свита с размывом перекрывается эффузивно-пирокластическими образованиями козловской свиты, в составе которой значительную роль играют потоки шаровых лав базальтов. Свежие стекловатые корки закалывания в периферических частях подушек служат в поле хорошим диагностическим признаком палеогеновых базальтов. Базальтовые потоки переслаиваются с туфами основного состава различной размерности, среди которых в виде линз располагаются туфогенные опоковидные песчаники и алевролиты. В осадочных породах присутствуют остатки моллюсков, датирующие толщу не моложе позднего олигоцена [19]. Мощность козловской свиты составляет 1400 м. Наиболее полный разрез ее представлен в обнажениях вдоль берега Тихого океана, между устьями рек Большая Чажма и Холодная.

ХИМИЧЕСКАЯ И МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МЕЛОВЫХ И ПАЛЕОГЕНОВЫХ БАЗАЛЬТОВ

Меловые и палеогеновые вулканогенные образования в восточной части Кроноцкого полуострова, как уже отмечалось выше, слагают покровы и потоки шаровых лав и обломочно-подушечных брекчий базальтового, редко андезито-базальтового и андезитового состава, а также пластовые тела долеритов, порфирированных долеритов, и лейкоратовых габбро.

Всего было опробовано 32 потока шаровых лав, прослоев обломочно-подушечных брекчий (гиалокластитов) и межпластовых тел [29]. Петрографические описания и контрольные химические анализы выполнены в основном на неизмененных стекловатых корках закалки шаровых лав; фенокристаллы из таких корок являются заведомо интрателлурическими. Изучено распределение главных и редких элементов в базальтах. Определены химические составы плагиоклазов, пироксенов, оливинов, микролитов основной массы и фенокристаллов базальтов. Главные элементы определялись методом полного силикатного анализа; Ni, Co, Cr, V, Ba, Sr — количественным спектральным методом; Na, K, Li, Rb — методом пламенной фотометрии. Химические анализы фенокристаллов и микролитов основной массы базальтов получены на трехканальном рентгеновском микроанализаторе *САМЕ-ВАХ*.

Меловые и палеогеновые вулканы представляют собой две слабо дифференцированные группы пород. По минеральным парагенезам фенокристаллов они представлены оливин-плагиоклазовыми и клинопироксен-оливин-плагиоклазовыми базальтами. Для палеогеновых пород более характерна первая из указанных ассоциаций фенокристаллов, а для меловых базальтов — вторая. В нижней части мелового разреза присутствуют ортопироксен-клинопироксен-плагиоклазовые базальты. По количеству фенокристаллов в породе все вулканы подразделяются на порфирированные и субафирные. Порфирированные породы — плагиобазальты — характеризуются резким преобладанием плагиоклаза над темноцветными минералами; его количество варьирует от 5 до 35%, наиболее часто 25% от объема породы. Содержание темноцветных минералов более постоянно — 1—3% от объема породы. В плагиобазальтах отсутствуют фенокристаллы магнетита. Субафирные ферробазальтоиды (ферробазальты, ферроандезито-базальты и ферроандезиты) содержат редкие гломеропорфирированные скопления плагиоклаза или же сростки плагиоклаза с одним или двумя темноцвет-

ными минералами. В ферробазальтоидах появляются редкие (0,1 мм) микрофенокристаллы магнетита. Ферробазальтоиды занимают резко подчиненное положение по отношению к плагиобазальтам. Они слагают одиночные потоки среди многочисленных мощных покровов плагиобазальтов. Порфиновые долериты по минеральному составу аналогичны плагиобазальтам; долериты — ферробазальтам.

Плагиоклаз (An_{75-90}) во всех породах образует крупные (до 1,5 см) одиночные кристаллы и мономинеральные сростки. Изредка крупные и обычно мелкие кристаллы плагиоклаза образуют сростки с кристаллами темноцветных минералов. Плагиоклаз характеризуется слабой прямой зональностью, которая наблюдается в краевых участках фенокристаллов и подчеркивается многочисленными микровключениями стекла. Состав краевых участков плагиоклаза (An_{60-70}) приближается к составам микролитов основной массы базальтов. Ортопироксены в меловых базальтах представлены бронзитом ($Wo_5En_{70}Fs_{25}$). Клинопироксены в меловых и палеогеновых базальтах представлены авгитами. Их составы в обеих группах пород не различаются и слабо варьируют ($Wo_{35-40}En_{47-48}Fs_{17-18}$). Пироксены в вулканитах встречаются в виде отдельных кристаллов и в сростках с плагиоклазом и оливином. Оливины в меловых базальтах полностью изменены и диагностируются только по характерным габитусам; оливины в палеогеновых базальтах также изменены и замещены вторичными минералами (оливины изменены даже в свежем стекле корок закалки шаровых лав). Редкие свежие кристаллы оливина варьируют по составу от хризолита до гортонолита ($Fo_{78-89}Fa_{22-31}$). Минеральный состав и степень раскристаллизации основной массы в разновозрастных базальтах одинаковы. Она состоит из микролитов плагиоклаза (An_{60-70}), клинопироксена ($Wo_{40-42}En_{40-25}Es_{19-10}$), изредка оливина ($Fo_{30-35}Fa_{65-45}$), магнетита и интерстициального стекла. В силлах вместо интерстициального стекла присутствует гранофиновый мезостазис. Структура основной массы меняется от стекловатой в корках закаливания до толеитовой, с участками долеритовой в наиболее крупных подушках шаровых лав.

По химическому составу меловые и палеогеновые вулканиты относятся к двум взаимосвязанным группам пород: высокоглиноземистым базальтам и ферробазальтоидам. Гипабиссальными аналогами высокоглиноземистых разностей являются порфиновые долериты и лейкоратовые габбро; ферробазальтам соответствуют долериты (таблица). Гипабиссальные породы сингенетичны лавам. В высокоглиноземистых разностях пород содержание Al_2O_3 варьирует от 18 до 22%, а содержания CaO всегда больше 10%. Ферробазальты и ферроандезит-базальты — породы с высокими (>12%) содержаниями FeO' и относительно низкими (<17%) Al_2O_3 (таблица). В ферроандезитах содержание $FeO' \geq 10\%$. Все базальты характеризуются низкими содержаниями K_2O , Ba, Li, Rb (таблица). По химическому составу меловые и палеогеновые базальты сходны. Некоторые различия в уровнях средних содержаний Al_2O_3 и MgO , Ba и Sr незначительны и не выходят за пределы вариаций содержаний, наблюдаемых в обеих группах пород. Повышенные содержания щелочей и пониженные CaO в меловых базальтах обусловлены сильной измененностью большинства пород, поэтому данные по этим элементам, а также по содержаниям Li и Rb взяты по свежим базальтам. По остальным окислам свежие и измененные меловые базальты не различаются. Палеогеновые базальты не изменены¹ и по нормативному составу соответствуют кварцевым толеитам. Большинство измененных меловых базальтов имеют в норме оливин и гиперстен. Нередко в одном потоке лав измененные разности по нормативному составу относятся к оливиновым толеитам и даже к субщелочным базальтам с нефелином. При этом наименее измененные разности данного потока базальтов отвечают кварцевым толеитам. Эти обстоятельства, а также показанная ранее зависимость химического и нормативного

¹ Замещение оливина вторичными минералами, вероятно, следствие автотасоматоза.

Средние содержания главных элементов (%) и некоторых элементов-примесей (г/т) в меловых и палеогеновых базальтах Кроноцкого полуострова

Оксид, элемент	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	49,64	50,46	51,06	49,63	49,55	50,28	49,87
TiO ₂	0,73	0,65	0,82	0,80	0,78	0,94	0,97
Al ₂ O ₃	18,95	18,76	15,60	19,27	19,74	16,33	16,26
Fe ₂ O ₃	5,26	4,17	6,15	4,87	4,51	5,62	7,59
FeO	5,90	6,61	8,11	6,45	6,08	7,45	6,22
MnO	0,19	0,18	0,23	0,19	0,18	0,23	0,24
MgO	5,24	5,48	5,87	4,66	4,82	6,02	5,64
CaO	10,10	10,75	9,07	11,40	11,31	9,92	10,27
Na ₂ O	3,32	2,58	2,47	2,28	2,44	2,44	2,30
K ₂ O	0,43	0,29	0,47	0,46	0,46	0,61	0,47
P ₂ O ₅	0,09	0,07	0,17	0,13	0,14	0,20	0,18
FeO'	10,63	10,36	13,65	10,83	10,14	12,51	13,05
FeO'/MgO	2,03	1,89	2,32	2,31	2,1	2,08	2,31
Количество анализов	28	1	1	44	15	3	8
Rb	4 (8)	4 (1)	4 (1)	4,8 (19)	4,3 (4)	Н. о.	Н. о.
Li	7,6 (15)	4 (1)	4 (1)	4,56 (33)	6,3 (6)	»	»
Ba	56 (26)	27 (2)	15 (1)	82 (31)	80 (17)	»	»
Sr	246 (18)	100 (1)	263 (1)	197 (26)	175 (15)	»	»
Cr	35 (19)	53 (2)	21 (1)	35 (31)	36 (26)	»	»
V	325 (23)	250 (2)	330 (1)	350 (29)	187 (14)	»	»
Ni	27 (24)	47 (3)	28 (1)	29 (25)	39 (13)	»	»
Co	37 (32)	46 (1)	36 (1)	37 (36)	35 (20)	»	»

Примечание. 1 — средний высокоглиноземистый мегаплагиобазальт позднемелового возраста; 2 и 3 — низменненькие плагиобазальт и ферробазальт позднемелового возраста; 4 — средний высокоглиноземистый плагиобазальт палеогенового возраста (кроноцкая серия); 5 — среднее лейкократовое габбро кроноцкой серии; 6 — средний долерит кроноцкой серии; 7 — средний ферробазальт кроноцкой серии. В скобках — количество анализов. Н. о. — не определялся. FeO' = FeO + Fe₂O₃ × 0,9.

составов плагиобазальтов от степени вторичного изменения [7, 28] позволяют считать, что первичные химические составы меловых базальтов по нормативному составу соответствовали также кварцевым толеитам. Немногочисленные ферробазальты являются промежуточными дифференциатами высокоглиноземистых магм [29]. Они по сравнению с высокоглиноземистыми плагиобазальтами обогащены FeO', MgO, TiO₂, SiO₂ и обеднены Al₂O₃ и CaO, при близких значениях суммы щелочей и отношения FeO'/MgO (см. таблица). Очевидно, что плагиоклаз является единственным минералом (из реально существующих в базальтах), удаление которого из исходного расплава повысит в остаточном расплаве содержания FeO' и MgO и понизит Al₂O₃ и CaO. При этом отношение FeO'/MgO в первичных и остаточных расплавах будет оставаться постоянным. Удаление авгита или хризолита из первичного расплава уменьшило бы содержание MgO и резко увеличило бы содержание FeO', и отношение FeO'/MgO в ферробазальтах, чего реально не наблюдается. Кроме того, удаление из исходного расплава одного из темноцветных минералов почти не изменило бы содержания Al₂O₃ в ферробазальтах. Таким образом, вариации составов вулканитов Кроноцкого полуострова обусловлены фракционной кристаллизацией плагиоклаза. Высказанные соображения находятся в хорошем соответствии с модальными составами ферробазальтов. Они по существу являются плагиобазальтами с незначительными содержаниями фенокристаллов плагиоклаза.

Низкие содержания K₂O, Li, Rb и Ba в плагиобазальтах, толеитовый тренд дифференциации при их кристаллизации и геологическое положение этих пород позволяют ограничить количество сравниваемых формационных типов толеитовыми базальтами океанов и островных дуг.

Сравнение плагиобазальтов Кроноцкого полуострова с наиболее близкими к ним среди океанических пород плагиотолитами срединно-

океанических хребтов показало, что их нельзя отождествлять. При близких содержаниях SiO_2 , Al_2O_3 , TiO_2 , Li, V, Co и отношениях K/Rb и Rb/Sr плагиобазальты Кроноцкого полуострова обеднены MgO, CaO, Cr, Ni и обогащены FeO , Ba, Sr, K_2O , Pb по сравнению с плагиотолитами океанических хребтов [29]. Отношение FeO/MgO в плагиобазальтах океанических хребтов близко к 1 [37], а плагиобазальтов Кроноцкого полуострова — к 2. Ферробазальты Кроноцкого полуострова по сравнению с ферробазальтами дна океана в 2 раза обеднены TiO_2 при одном и том же FeO/MgO . Кроме того, плагиобазальты в нижней части мелового разреза (в нижней части нижней пластины) содержат ортопироксен, тогда как в океанических базальтах он отсутствует [2, 18]. Средний толентовый базальт океанических хребтов [2] в еще большей степени, чем плагиотолиты срединно-океанических хребтов, отличаются от плагиобазальтов Кроноцкого полуострова. Он содержит значительно меньше Al_2O_3 , SiO_2 , K_2O и больше MgO и TiO_2 , чем плагиобазальты полуострова. Все это позволяет утверждать, что меловые и палеогеновые базальты не имеют аналогов среди океанических пород вообще.

По петрографической и геохимической характеристикам плагиобазальты Кроноцкого полуострова наиболее близки плагиоклаз-порфировым толентовым базальтам островных дуг, таких, как Южно-Сандвичева, Кермадек, Курильская; встречаются они и среди вулканитов более зрелых структур Восточной Японии и Восточной Камчатки. Такие типичные черты минерального состава кроноцких базальтов, как резкое преобладание высококальциевого плагиоклаза и поздняя кристаллизация магнетита, являются наиболее характерными минералогическими особенностями плагиоклаз-порфировых толентов этих островных дуг [4, 8, 26, 31, 33]. П. Якиш и Дж. Джилл [35], выделившие формационный тип островодужных толентов, подчеркивали, что по диапазонам содержания Al_2O_3 и TiO_2 и отношениям K/Rb они близки абиссальным толентам. В то же время при любом содержании SiO_2 островодужные толенты обеднены MgO, Ni, Cr и обогащены K_2O , Ba, Sr, Rb, Cs по сравнению с абиссальными толентами. Как указывалось выше, эти особенности химизма наиболее характерны и для кроноцких плагиобазальтов. На всех вариационных диаграммах (рис. 2) плагиобазальты Кроноцкого полуострова попадают в поля островодужных плагиоклаз-порфировых толентов. Таким образом, высокоглиноземистые плагиобазальты исследуемого района по геохимической и минералогической специфике являются островодужными плагиоклаз-порфировыми толентовыми базальтами. Однако это название не отвечает особенностям минералогии и химизма кроноцких базальтов, поскольку предполагает образование плагиоклаз-порфировых толентов вследствие простого обогащения плагиоклазом толентовой магмы [25, 31, 36, 39]. Отмеченная выше совместная кристаллизация плагиоклаза с темноцветными минералами в кроноцких базальтах ставит трудно преодолимые ограничения для такого предположения. Кроме того, оно не в состоянии объяснить постоянство количеств темноцветных минералов в плагиобазальтах, устойчивость их химических составов во времени и отсутствие в этом районе других вулканических пород.

Вероятно, образование кроноцких базальтов происходило из высокоглиноземистых расплавов вследствие ликвидусной кристаллизации плагиоклаза и последующей котектической кристаллизации плагиоклаза с темноцветными минералами. Эта гипотеза хорошо объясняет постоянное количество темноцветных минералов и вариации количества плагиоклаза в кроноцких высокоглиноземистых базальтах и их дифференциатах — ферробазальтах. Сходство геохимической специфики исследуемых плагиобазальтов и островодужных толентов свидетельствует об их генетических связях. Ограниченный объем статьи не позволяет более подробно осветить этот вопрос и показать, что кроноцкие плагиобазальты относятся к высокоглиноземистой серии, располагающейся в пределах формационного типа островодужных толентов.

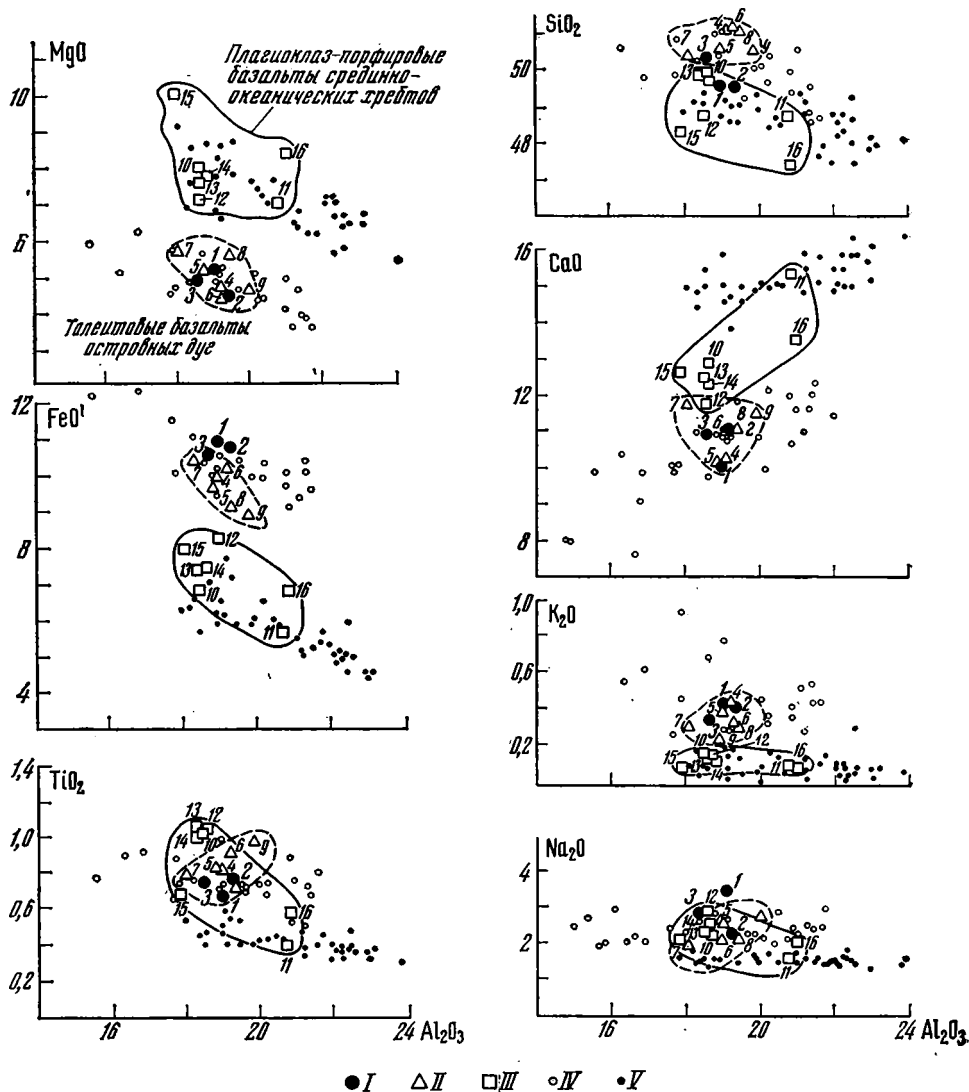


Рис. 2. Вариационные диаграммы средних составов базальтов восточных полуостровов Камчатки, некоторых островных дуг и дна океанов (в вес.%)

I — плагиобазальты восточных полуостровов Камчатки: 1 и 2 — меловые и палеогеновые Кроноцкого полуострова; 3 — эоценовые Камчатского полуострова; II — четвертичные и современные плагноклаз-порфировые толейтовые базальты островных дуг: 4 — 5 — Курило-Камчатской; 4 — Большой Курильской гряды [9]; 5 — восточной вулканической зоны Камчатки [10]; 6 — восточной Японии [36]; 7 — Тонга-Кермадек [33]; 8 — Южно-Сандвичевой [31, 26]; 9 — Малой Антильской, о. Сент-Киттс [32]; III — плагноклаз-порфировые базальты срединно-океанических хребтов; 10 — Срединно- и Центрально-Индийского [5]; 11 — Срединно-Атлантического [34]; 12 — рифтовой зоны Срединно-Атлантического хребта [27]; 13 — Центрально-Индийского. Базальты различных частей дна океана: 14 — абиссальный плагнотолит [40]; 15—16 — соответственно базальт и плагиобазальт впадины Хесса [15]; IV — средние составы плагиобазальтовых потоков восточных полуостровов Камчатки; V — частные составы плагноклаз-порфировых базальтов Срединно-Атлантического хребта, скв. 332В и 332Д [34].

Лейкократовая минералогическая специфика эффузивных и гипабиссальных пород и устойчивость их химизма и минералогии в течение длительного отрезка геологического времени (не менее 50 млн. лет) позволяет выделить в этом районе переходной зоны от континента к океану высокоглиноземистую вулканоплутоническую провинцию. В дальнейшем мы предлагаем называть плагиобазальты Кроноцкого полуострова высокоглиноземистыми плагнотолитами, а выделенную вулканоплутоническую провинцию — высокоглиноземистой плагнотолитовой провинцией.

Аналогами высокоглиноземистых плагиотолитов Кроноцкого полуострова на Камчатке являются эоценовые высокоглиноземистые плагиобазальты крайнего северо-востока полуострова Камчатский Мыс, а также доэоценовые плагиобазальты в основании разреза о. Эуа (внешняя зона островной дуги Тонга) [33], и по-видимому, верхнемеловые плагиобазальты, залегающие в основании геосинклинального разреза Малой Курильской дуги [24]. Можно полагать, что эти породы характеризуют начальный этап развития островных дуг, слагая их подводные основания.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Нашими исследованиями на востоке Кроноцкого полуострова установлено, что сенонские (коньяк-маастрихтские) эффузивно-пирокластические образования и ультрабазиты слагают пакет пластин, полого наклоненных на юг, в сторону Тихого океана. Вся структура с несогласием перекрывается осадочно-вулканогенными отложениями палеоцен-эоценового возраста, которые служат неоавтохтоном. В конгломератах неоавтохтона присутствуют галька и обломки ультрабазитов, плагиобазальтов и пород глыбовых включений серпентинитового меланжа. Следовательно, возраст становления покровной структуры и тектонического перемещения пластин отвечает самому концу мелового периода — началу палеогенового. Это время вообще было отмечено явлениями тектонического сгущивания на значительных площадях современной зоны перехода от континента к океану на северо-западе Тихого океана [23]. В частности, офиолитовые аллохтоны установлены на Малой Курильской гряде (о. Шикотан), в ситуации, в общих чертах сходной с востоком Кроноцкого полуострова [14]. Учитывая наклон пластин и поверхностей надвигов в южных румбах, конфигурацию полосы меланжа, образующего в плане выпуклую к северу дугу, можно думать, что движение масс происходило с юга, со стороны Тихого океана. С этим выводом согласуются аэромагнитные и гравиметрические данные, согласно которым максимум ΔT_a над Кроноцким полуостровом является «раздувом» протяженной линейной зоны интенсивной положительной магнитной аномалии, приуроченной к островному склону Курило-Камчатского глубоководного желоба [21], а субширотный остаточный максимум Δg располагается на суше лишь своей крайней западной частью и продолжается в восточном направлении на несколько десятков километров.

В серпентинитовом меланже Кроноцкого полуострова в глыбовых включениях представлены почти исключительно экзотические породы, не встречающиеся вне выхода серпентинитов. Эти породы, и прежде всего амфиболиты, гарцбургиты, лерцолиты, верлиты, клинопироксены, габбро-нориты и габбро-диабазы, представляют собой разрозненные фрагменты офиолитового разреза, слагающего тектонизированный фундамент Восточной Камчатки, характеризуют глубокие уровни земной коры и верхней мантии региона.

В настоящее время в литературе широко распространено мнение о том, что Восточная Камчатка, в том числе и рассмотренный в статье район, в позднем мелу представляла собой ложе океана [12, 13, 22]. Относительно мелководные условия формирования эффузивно-пирокластических образований, пестрый состав пирокластических пород, сам облик мел-палеогенового разреза Кроноцкого полуострова позволяют говорить об островодужной обстановке в это время. Приведенные выше петрохимические и геохимические данные о составе базальтов со всей очевидностью свидетельствуют об островодужной специфике этих пород.

Выше отмечалась устойчивость химизма и минералогии вулканитов района исследований в течение чрезвычайно длительного промежутка геологического времени. Однако не следует думать, что этот промежуток времени относится к существованию какой-то одной структурной единицы, существовавшей в восточной части Кроноцкого полуострова с позднего мела до олигоцена. Присутствие здесь тектонических пластин

ультрабазитов и сенонских эффузивно-пирокластических образований, движение масс при становлении пластин со стороны Тихого океана позволяют думать, что в позднем мелу восточнее современной береговой линии существовала еще одна островная дуга. На фрагментах этой структуры, сорванных со своего меланократового основания в виде тонких тектонических пластин, в дальнейшем заложилась палеогеновая дуга. Амплитуда горизонтальных перемещений, по всей видимости, была невелика, на что косвенно указывает разновозрастность пород, слагающих тектонические пластины.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате наших исследований на востоке Кроноцкого полуострова установлена покровно-чешуйчатая структура позднемеловых образований, доказан их сенонский возраст. Впервые для Восточной Камчатки идентифицирован и описан серпентинитовый меланж, присутствующий в основании плоскостей надвигов, а также слагающий небольшие самостоятельные пластины и мелкие протрузии [17]. Сделаны выводы о позднемеловой обдукции со стороны океана, о соответствии меланжа и ультрабазитов комплексу основания эвгеосинклинальной области. Установлена принадлежность верхнемеловых и палеогеновых образований к островным дугам, находящимся на ранних стадиях развития.

Петрохимические и геохимические особенности базальтоидов позволили выделить новую для данного региона зону перехода от океана к континенту островодужную вулcano-плутоническую высокоглиноземистую плагиотолитовую провинцию. Выявление петрографических и геохимических провинций и последующее сопоставление их с тектоническими формами и районами — необходимое условие для нахождения значительных вещественных и структурных неоднородностей в земной коре и литосфере [16]. Такие работы в океанах уже успешно проводятся, не менее перспективны они и в отношении активных континентальных окраин; их прикладное значение тесно связано с конкретным металлогеническим прогнозом.

Литература

1. Геология СССР. Т. 31, ч. I. М.: Недра, 1964.
2. Дмитриев Л. В., Шараськин А. Я., Гаранин А. В. Основные черты магматизма дна океана.— В кн.: Проблемы петрологии. М.: Наука, 1976, с. 173—189.
3. Долматов Б. К., Садреев А. М. О возрасте ультраосновных интрузий Кроноцкого п-ва (Восточная Камчатка).— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Вып. 18, 1966, с. 143—146.
4. Ермаков В. А., Волинец О. Н., Колосков А. В., Кирсанов И. Т., Рудич К. Н. Петрология четвертичных вулканических пород Камчатки.— В кн.: Вулканизм островных дуг. М.: Наука, 1977, с. 190—204.
5. Исследования по проблемам рифтовых зон Мирового океана. М.: Наука, 1974. 231 с.
6. Колман Р. Г. Офиолиты. М.: Мир, 1979. 261 с.
7. Колосков А. В., Хубуная С. А. Об аноксидной тенденции в ходе эволюции вулканизма островных дуг.— В кн.: Магматизм как индикаторы геодинамического режима островных дуг. М.: Наука, 1982, с. 41—60.
8. Куно Х. Латеральная вариация базальтовой магмы вкост окраин континентов и островных дуг.— В кн.: Окраины континентов и островные дуги. М.: Мир, 1970, с. 249—262.
9. Леонова Л. Л. Геохимия четвертичных и современных вулканических пород Курильских островов и Камчатки.— Геохимия, 1979, № 2, с. 179—197.
10. Леонова Л. Л., Пополитов Э. И., Волинец О. Н., Кирсанов И. Г., Дубик Ю. М. Типы четвертичных базальтов Камчатки в связи с проблемой первичных магм.— В кн.: Петрологические исследования базитов островных дуг. М., 1978, с. 157—176.
11. Луцкина Н. В. Гипербазиты Восточной Камчатки и связанные с ними полезные ископаемые.— В кн.: Магматизм Северо-Востока Азии. Ч. 3. Магадан, 1976, с. 31.
12. Марковский Б. А. Геосинклинальные магматические комплексы Срединного и Восточного хребтов Камчатского полуострова: Автореф. дис. на соискание уч. ст. канд. геол.-мин. наук. Л.: ВСЕГЕИ, 1974. 16 с.
13. Марковский Б. А., Рогман В. К., Тарасов Б. М. Эволюция геосинклинального вулканизма Восточной Камчатки.— В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. М., 1973, с. 197—208.
14. Меланхолина Е. Н. Габброиды и параллельные дайки в структуре о. Шикотан (Малая Курильская гряда).— Геотектоника, 1978, № 3, с. 128—136.

15. Океанология, геология океана, осадкообразование и магматизм. М.: Наука, 1979. 415 с.
16. Пушаровский Ю. М. Крупные неоднородности в строении земной коры и их возможные интерпретации.— Геотектоника, 1982, № 5, с. 3—16.
17. Разницын Ю. Н., Соколов С. Д., Цуканов Н. В., Вишневская В. С. Серпентинитовый меланж в структуре восточной части Кроноцкого полуострова (Камчатка).— Докл. АН СССР, 1981, т. 260, № 6, с. 1437—1441.
18. Рябчиков И. Д., Богатилов О. А., Бабанский А. Д. Проблемы происхождения щелочно-земельных магм.— Вулканол. и сейсмол., 1979, № 1, с. 28—39.
19. Садреев А. М., Долматов Б. К. Новые данные об объеме и возрасте эффузивно-пирокластических и терригенно-осадочных образований Кроноцкого п-ва.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1965, № 7, с. 122—126.
20. Селиверстов В. А. Офиолиты Восточной Камчатки.— В кн.: Петрологические исследования базитов островных дуг. М., 1978, с. 177—239.
21. Супруненко О. И. О происхождении восточных полуостровов Камчатки по геофизическим данным.— Докл. АН СССР, 1971, т. 199, № 4, с. 901—904.
22. Супруненко О. И., Марковский Б. А., Тарасов Б. М. К истории геологического развития подводной возвышенности Обручева и сопредельных районов.— Тр. ВНИГРИ, 1975, вып. 307, с. 129—142.
23. Тектоника континентальных окраин северо-запада Тихого океана. М.: Наука, 1980. 285 с.
24. Фролова Т. И., Бурикова И. А., Фролов В. Т., Гуцин А. В. Особенности базальтового вулканизма Малой Курильской гряды.— Бюл. МОИП. Сер. геол., 1977, № 4, с. 38—50.
25. Фролова Т. И., Рудник Г. Б. Толентовые базальты подвижных зон континентов и океанов и вариации их состава в зависимости от структурной обстановки.— Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология, 1972, № 5, с. 28—41.
26. Фролова Т. И., Рудник Г. Б. Об анортозитовой тенденции дифференциации в вулканических породах ранних стадий развития островных дуг (на примере Южно-Сандвичевой дуги).— Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология, 1974, № 4, с. 20—36.
27. Харин Г. С. Региональные вариации в составе базальтов ложа Атлантического океана.— Вулканол. и сейсмол., 1979, № 5, с. 3—18.
28. Хубуня С. А., Авдейко Г. П., Павленко А. С. О химизме подводного изменения базальта.— В кн.: Геодинамика и вулканизм островных дуг северо-западного сектора Тихоокеанского кольца. М.: Сов. радио, 1978, с. 122—129.
29. Хубуня С. А. Формационная принадлежность базальтов Кроноцкого полуострова (Восточная Камчатка) по геохимическим признакам.— Вулканол. и сейсмол., 1981, № 1, с. 36—48.
30. Шапиро М. Н., Селиверстов В. А. Морфология и возраст складчатых структур Восточной Камчатки на широте Кроноцкого п-ва.— Геотектоника, 1975, № 4, с. 85—94.
31. Baker P. E. Comparative volcanology and petrology of Atlantic Island Arcs.— Bull. Volcanol., 1968, v. 32, p. 189—206.
32. Brown G. M., Holland J. G., Sigurson H., Arculus R. J. Geochemistry of the Lesser Antilles volcanic island arc.— Geochim. et cosmochim. acta, 1977, v. 41, № 6, p. 785—801.
33. Ewart A., Bryan W. B. The petrology and geochemistry of the igneous rocks from Eua, Tongan Islands.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1972, v. 83, p. 3281—3298.
34. Initial Reports of the Deep-Sea Drilling Project, Wash.: US Govt. Print. Off., 1977, v. XXXVII, p. 67—141.
35. Jakeš P., Gill J. Rare earth elements and the island arc tholeiitic series.— Earth planet. sci. Letters, 1970, № 9, p. 11—28.
36. Kuno H. Petrology of Haeone volcano and the adjacent areas, Japan.— Bull. Geol. soc. Amer., 1950, v. 61, № 9, p. 957—1020.
37. Miyashiro A. Classification, characteristics and origin of ophiolites.— J. Geol., 1975, v. 83, № 2, p. 249—281.
38. Nicolas A. Interpretation of peridotite structures from ophiolite and oceanic environments.— Amer. J. Sci., 1980, v. 280-A, p. 1, p. 192—210.
39. Perfit M. R., Cust D. A., Bence A. E., Arculus R. J., Taylor S. R. Chemical characteristics of island-arc basalts: implications for mantle sources.— Chem. Geol., 1980, v. 30, № 3, p. 227—256.
40. Shido F., Miyashiro A., Ewing A. Crystallisation of abyssal tholeiites.— Contrib. Mineral. Petrol., 1971, v. 31, p. 251—266.

Геологический институт
АН СССР
Институт вулканологии
ДВНЦ АН СССР

Поступила в редакцию
2.III.1983

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 551.243

ЖЕМЕРИЧКО М. И.

К ВОПРОСУ ОБРАЗОВАНИЯ РАЗРЫВНЫХ НАРУШЕНИЙ
КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ РИФТОВ

В структуре рифтовых зон Земли, в том числе и в континентальных эпиплатформенных рифтах сводово-вулканического и щелевого типа, по Е. Е. Милановскому [6], важную роль играют разрывные дислокации. Грабены рифтов с одной или с двух сторон ограничены краевыми сбросами и разбиты многочисленными внутренними сбросами, трещинами отрыва и раздвигами [7, 10]. Рифты относятся к зонам горизонтального растяжения земной коры, величина которого на два порядка больше растяжения, обусловленного сводовым изгибом [1]. Образование рифтов часто объясняют подкорковым растеканием мантийной неоднородности [3, 4, 6], благодаря которому нижняя пластичная часть земной коры растягивается и на ее утонение верхняя хрупкая часть, относимая к литосфере, реагирует раскалыванием и проседанием в виде отдельных блоков [1].

Анализ результатов исследования горных пород при разных видах напряженного состояния [2, 5, 9] указывает на возможность более сложного по сравнению с вышеизложенным [1] характера деформации земной коры, своеобразно проявляющегося в отдельных частях ее разреза [11] и влияющего на формирование дизъюнктивной тектоники рифтовых зон. Реологические свойства земной коры определяются прочностью горных пород на одноосное растяжение σ_0 , сжатие $\sigma_c = 7-10 \sigma_0$ [9, 11], сдвиг $\tau_0 = 2\sigma_0$ [11], величинами литостатического σ_n , порового σ_n и горизонтального σ_r давлений, а также величины угла внутреннего трения φ , которое у большинства пород равно 30° [5]. Для оценки деформативности отдельных интервалов земной коры, подвергающейся горизонтальному растяжению, используем формулу Кулона [5, 11]. Подставим в нее значения σ_n , σ_r , σ_c и τ_0 и решим относительно σ_n , при котором происходит вертикальное хрупкое расщепление горных пород с углами скола $\alpha = 45^\circ + \varphi/2$ [5].

$$\sigma_n = \frac{4\sigma_0 + [\cos\varphi + 2\sin^2(45^\circ + \varphi/2)\operatorname{tg}\varphi]}{\cos\varphi - 2\cos^2(45^\circ + \varphi/2)\operatorname{tg}\varphi} + \sigma_n$$

Уравнение Кулона не учитывает среднего по величине главного напряжения, поэтому приведенную выше формулу можно использовать лишь для примерной оценки величины деформативных интервалов земной коры. Подставляя в формулу разные значения σ_n , σ_r и σ_c в разрезе литосферной части земной коры можно выделить три деформативных интервала. Так как $\tau_0 = 2\sigma_0$, то при растягивающих напряжениях $\sigma_r = -\sigma_0$ в верхнем интервале литосферы образуются трещины отрыва и раздвиги. При $\sigma_n = 0$ глубина верхнего интервала, ниже которой деформации отрыва сменяются сколами, соответствует $\sigma_n = 4\sigma_0$. В экспериментах на растяжение образцов горных пород при $\sigma_n = 0$ деформации отрыва сменяются сколами, когда боковое давление, которому в естественных условиях соответствует σ_n в 2—2,5 раза превосходит σ_0 [9]. Из огибающей Мора, составленной по теории Гриффитса, образование раздвигов при $\sigma_n = 0$ возможно до глубины, на которой σ_n достигает значения $3\sigma_0$ [11]. Очевидно, последняя величина является оптимальной. Среднее значение σ_0 , вычисленное по талькохлориту, диабазу, уриту, диориту, фойялиту, мрамору, известняку, песчанику и алевролиту, примерно в 7 раз меньше σ_c и равно $116 \text{ кг/см}^2 \cdot \text{с}^2$ [9]. Для влагонасыщенных пород с удельным весом $\gamma = 2,7 \text{ г/см}^3 \cdot \text{с}^2$ и σ_n , равным гидростатическому давлению σ_c , при $\sigma_0 = 116 \text{ кг/см}^2 \cdot \text{с}^2$ и $\sigma_n = 3\sigma_0$ глубина раздвигов составит 2 км, в то время как при $\sigma_n = 0$ она будет равна 1,7 км. В пределах среднего интервала литосферы под воздействием растягивающего напряжения σ_r , изменяющегося от σ_0 в кровле до 0 в подошве интервала, будет происходить хрупкое вертикальное расщепление горных пород по системе сколовых трещин. Приняв $\sigma_r = 0$, получим глубину, до которой возможны растягивающие напряжения, т. е. подошву среднего интервала. При $\sigma_n = \sigma_c$ она равна 4,7 км, а при $\sigma_n = 0$ составляет 2,9 км. Последней величине соответствует $\sigma_n = 7\sigma_0$, что близко значению, полученному по огибающей Мора, составленной по теории Гриффитса [11]. Благодаря тектонической трещиноватости σ_0 массива горных пород близко нулю и раздвиги в соответствии с вышеприведенной формулой могут достигать подошвы среднего интервала литосферы. Из этой же формулы следует, что если в кровле нижнего интервала литосферы вертикальное хрупкое расщепление горных пород происходит при нулевом значении бокового распора, то ниже для вертикального расщепления достаточно лишь частичное снижение исходной величины бокового распора. При этом оставшаяся часть бокового распора будет выполнять функцию объемного сжатия, способствуя упрочнению и одновременно росту пластичности горных пород [2, 11]. В экспериментах на трехосное сжатие, когда боковое давление превышает осевое и $\sigma_n = 0$, образцы горных пород до начала хрупкого разрушения испытывают пластиче-

ские деформации порядка 10—30% [5]. Это дает возможность предполагать, что при вертикальном расплющивании вещества нижнего интервала литосферы, когда $\sigma_n = 0$, значительную роль играют пластические деформации [11]. Внутривязкое давление будет увеличивать долю сколовых деформаций. Оперирование значениями длительной прочности горных пород приведет к уменьшению глубины верхних двух интервалов. Благодаря высокому литостатическому давлению и температуре подлитосферная часть земной коры при снижении величины бокового распора должна испытывать вязкопластическое расплющивание.

В пределах одних и тех же районов Байкальской рифтовой зоны механизмы очагов землетрясений, приуроченных к разным глубинам, отличаются друг от друга [8]. Это подтверждает возможность проявления различных типов деформации в смежных интервалах разреза земной коры. Величина относительного горизонтального растяжения земной коры в том или ином сечении зависит от суммы касательных напряжений вязкого трения в подошве земной коры между данным сечением и фронтом растекания мантийной неоднородности. Поэтому процесс рифтообразования, вероятнее всего, начинается на участке земной коры, расположенной над осевой зоной мантийной неоднородности (см. рисунок). По аналогии с экспериментальным хрупким расплющиванием

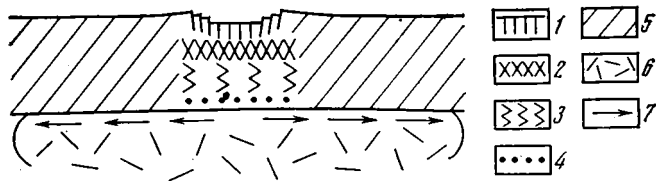


Схема вертикальной зональности деформаций земной коры континентальных эпиплатформенных рифтов

1 — раздвиги, трещины отрыва и сбросы верхнего интервала литосферы; 2 — деформации скола среднего интервала литосферы; 3 — деформации пластического и частично хрупкого расплющивания нижнего интервала литосферы; 4 — деформации вязкопластического расплющивания подлитосферной части земной коры; 5 — земная кора за пределами рифта; 6 — мантийная неоднородность; 7 — векторы касательных напряжений вязкого трения в подошве земной коры

образцов горных пород [9] вертикальное расплющивание среднего интервала литосферы должно происходить в виде лавинообразного развития сколовых трещин, что на фоне равномерного опускания грабена, вызванного вязкопластическим и пластически-хрупким расплющиванием нижних двух интервалов земной коры, приведет к эпизодическим проседаниям отдельных его блоков и осложнению их сбросово-обвалами, клиньями и другими гравитационно-сейсмотектоническими дислокациями. Образованию последних будет способствовать значительное ослабление структуры блоков тектонической трещиноватостью. Грандиозные сейсмогенные движения происходят в Байкальской рифтовой зоне. Это опускание на 7—8 км блока площадью 260 км² и увеличение акватории Байкала на 203 км² (12 января 1862 г.) и др. [8]. Разгрузка магматических камер в рифтах сводово-вулканического типа [6], а также внедрение в земную кору ультрабазитов [4] может способствовать проседанию блоков и оказывать влияние на формирование рифтовой тектоники. Рассмотренный в работе [1] механизм дизъюнктивной тектоники рифтов представляет собой частный случай изложенного выше механизма, когда толщина литосферы соответствует верхнему деформативному интервалу земной коры.

ВЫВОДЫ

Подкорковое растекание мантийной неоднородности вызывает горизонтальное растяжение земной коры, которое в нижней части ее разреза снижает величину бокового распора, а в верхней — приводит к появлению растягивающих напряжений. В результате в подлитосферном интервале земной коры благодаря высоким температурам и литостатическому давлению осуществляются деформации вязкопластического расплющивания; в нижнем интервале литосферы благодаря боковому давлению вертикальное расплющивание носит преимущественно пластический и отчасти хрупкий характер, выше под воздействием растягивающих напряжений происходит хрупкое в виде сколов вертикальное расплющивание среднего интервала литосферы, а в верхнем интервале образуются трещины отрыва и раздвиги. Вязкопластически-хрупкое расплющивание нижних интервалов литосферы приводит к грабенообразному проседанию блоков верхнего интервала, сопровождаемому образованием гравитационно-сейсмотектонических дислокаций: сбросов, клиньев и др. Разгрузка магматических камер и внедрение в земную кору ультрабазитов способствуют формированию рифтовой тектоники.

Литература

1. Артюшков Е. В. Геодинамика. М.: Наука, 1979, с. 327.
2. Волярович М. П., Томашевская И. С., Будников В. А. Механика горных пород при высоких давлениях. М.: Наука, 1979, с. 152.

3. *Грачев А. Ф.* Рифтовые зоны Земли. Л.: Недра, 1979, с. 247.
4. *Зорин Ю. А.* Механизм образования Байкальской рифтовой зоны в связи с особенностями ее строения.— В кн.: Роль рифтогенеза в геологической истории Земли. Новосибирск: Наука, 1977, с. 36—41.
5. *Кларк С. мл.* Справочник физических констант горных пород. М.: Мир, 1969, с. 543.
6. *Милановский Е. Е.* Рифтовые зоны континентов. М.: Недра, 1976, с. 279.
7. *Милановский Е. Е.* Разломы рифтовых зон.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1978, т. 53, вып. 1, с. 5—21.
8. *Солоненко В. П.* Сейсмоструктура Байкальской рифтовой зоны.— В кн.: Роль рифтогенеза в геологической истории Земли. Новосибирск: Наука, 1977, с. 77—85.
9. *Ставрогин А. Н., Протосеня А. Г.* Пластичность горных пород. М.: Недра, 1979, с. 301.
10. *Хаин В. Е.* Региональная геотектоника. Северная и Южная Америка, Антарктида и Африка. М.: Недра, 1971, с. 548.
11. *Ярошевский В.* Тектоника разрывов и складок. М.: Недра, 1981, с. 245.

Чечено-Ингушский государственный
университет им. Л. Н. Толстого

Поступила в редакцию
14.IX.1981

КРИТИКА И ДИСКУССИИ

УДК 551.242.3(520)

КИРИЛЛОВА Г. Л., ТУРБИН М. Т.

К ПРОБЛЕМЕ МЕЗОЗОИД МОНГОЛО-ОХОТСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ *

Тектоническая принадлежность Монголо-Охотской складчатой области на протяжении многих десятилетий привлекает внимание геологов неслучайно. С решением этого вопроса связана проблема структурного районирования Тихоокеанской окраины СССР, и в частности определение западной границы Тихоокеанского подвижного пояса, которая до сих пор трактуется по разному.

М. В. Муратов видел ее в разделе Сихотэ-Алинской складчатой системы и Монголо-Охотской складчатой области; Ю. М. Пушаровский и А. Л. Яншин, проводя границу Тихоокеанского пояса по краям дорифейских платформ, считают, что агрессивный характер геосинклинального процесса привел к смещению ее в процессе геологического развития структур; Е. А. Радкевич и Л. И. Красный включают в состав Тихоокеанского подвижного пояса восточную часть Монголо-Охотской складчатой области.

Мы весьма признательны М. С. Нагибиной за высокую оценку той части нашей монографии, которая непосредственно касается Джагдинского звена Монголо-Охотской складчатой области. Нам это особенно лестно, так как М. С. Нагибина много работала в Забайкалье, Монголии, на верхнем Амуре и является признанным знатоком геологии этих регионов. Однако мы не можем не вступить в дискуссию по поводу некоторых положений, затронутых во второй части рецензии.

Прежде всего, можно ли распространять выводы, полученные по Джагдинскому звену, на всю Монголо-Охотскую область? Если говорить о возрасте завершающей складчатости в Монголо-Охотской области, то можно, поскольку Джагдинское звено является составной частью ее и размеры структуры в данном случае роли не играют. Сущность наших разногласий состоит в трактовке мезозойского этапа развития Монголо-Охотской области. По мнению М. С. Нагибиной, Монголо-Охотская складчатая область сформировалась в герцинский этап, а мезозойские прогибы в ее пределах — структуры особого типа (структуры ревивации). По нашему же заключению, граувакковые и флишoidные мезозойские формации знаменуют позднего синклинальную стадию развития региона. По существу основные противоречия заключаются в толковании позднепермско-среднетриасового этапа развития области, выраженного во многих районах перерывами и лишь в некоторых — накоплением песчано-глинистых, в редких случаях грубообломочных толщ (на чем и основано отнесение этих толщ к молассам, хотя подобные толщии характеризуют и геантиклинальный режим). В Удско-Шантарской складчатой зоне верхнепермские молассоидные отложения, по Г. В. Роганову и В. Б. Григорьеву, представлены слюдистыми и известковистыми песчаниками с пачками и пластами серых яшм, известняков, кремнисто-глинистых пород, алевролитов, микрокварцитов, гравелитов и конгломератов, т. е. породами, не столь резко отличными по формационному набору от силурийских и девонских образований ряда толщ этой зоны. Ни смены характера дислокаций, ни изменения структурного плана, ни резкого скачка в составе формаций на этом рубеже не произошло. И это не позволяет нам признать существование завершающих герцинских движений на этом рубеже.

По нашему мнению, это был один из перерывов, которые и ранее имели место в истории Монголо-Охотской геосинклинали (в позднем девоне — раннем карбоне, конце ранней перми). А развитие ее в мезозое после этого перерыва вполне логично продолжалось накоплением мощных граувакковых и флишoidных толщ позднего триаса — средней юры. Последнедевонские отложения во всей Монголо-Охотской области (в том числе и в Торомском прогибе) резко отличаются от предыдущих и формационным составом, и характером дислокаций и, пожалуй, единодушно считаются орогенными. Это и позволяет нам относить Монголо-Охотскую складчатую область к мезозоидам.

Далее хотелось бы остановиться на тезисе об уникальности Джагдинского звена для Монголо-Охотской области. М. С. Нагибина пишет, что «на всем протяжении Монголо-Охотского пояса к юго-западу от хребтов Тукуруингра и Джагды и до Монголии мы не имеем не только аналогичной сквозной структурной зоны, но не имели также и других эвгеосинклинальных структур в среднем и позднем палеозое, не говоря уж о мезозое». С этим утверждением трудно согласиться, так как геологические данные говорят о другом. В Агинско-Борщевочной зоне Забайкалья в результате средне- и крупномасштабного картирования установлен не менее полный, чем в Джагдинской зоне, эвгеосинклинальный разрез палеозоя. Начинается он усть-борзинской свитой раннего — среднего девона (филлиты, кремнисто-глинистые сланцы, песчаники, известняки, спилиты, кератофиры, зеленые сланцы, яшмоиды); далее следуют карбонатно-терригенные средне- и верхнедевонские свиты, вулканогенно-терригенные нижне- и среднекаменно-

* Ответ на рецензию М. С. Нагибиной на кн.: Кириллова Г. Л., Турбин М. Т. Формации и тектоника Джагдинского звена Монголо-Охотской складчатой области.— Геотектоника, 1982, № 1.

угольные свиты, из которых наиболее насыщенной основными вулканитами и яшмоидами является уругуйская. Севернее хр. Могойтуй широко развиты средне- и верхнекаменноугольные и нижнепермские терригенные отложения. В районе Борзи известен довольно мощный разрез верхнепермских отложений. Согласно данным геологического картирования, значительно расширилась площадь распространения нижнетриасовых отложений (агинская, зуткулейская, тулубайская свиты) в среднем течении р. Онон, общей мощностью до 5 км. Интересно отметить, что среди преобладающих ритмично чередующихся терригенных пород в агинской свите отмечаются линзы кремнистых сланцев и метаэффузивов. Отложения среднего триаса в Агинско-Борщевочной зоне неизвестны. Верхнетриасовые — среднеюрские образования в этой зоне отличаются от одновозрастных отложений подобных зон, развитых восточнее (в частности, Джагдинской), лишь более значительным распространением грубообломочных пород. В целом же состав, строение, мощность весьма близки: это ритмично переслаивающиеся терригенные толщи. Вышеописанный разрез нашел отражение на изданной в 1979 г. геологической карте Читинской области масштаба 1 : 1 000 000, где можно видеть площадное распространение отдельных свит и толщ.

Другим ярким примером верхнепалеозойских эвгеосинклинальных структур является Солонкерский прогиб Внутренней Монголии, выполненный (по данным О. Д. Суентенко, А. С. Перфильева) вулканогенно-кремнисто-терригенными отложениями мощностью до 3000 м с обилием эффузивов, в том числе зеленокаменноизмененных основного и среднего состава.

Далее М. С. Нагибина пишет, что «Джагдинское звено следует называть не звеном Монголо-Охотской системы, а Джагдинским звеном Сихотэ-Алинской системы, с которой оно непосредственно связано пространственно, формационно и генетически». Да, это так, и, следовательно, в свете вышеизложенного и тех материалов, которые приведены в монографии, теряется граница между Монголо-Охотской и Сихотэ-Алинской системами, которые представляли собой, видимо, ветви единой Восточно-Азиатской области мезозойд (включая и Удско-Шантарскую зону), о чем ранее писали Е. Б. Бельтнев, М. Г. Золотов, В. В. Онихимовский и И. Д. Плотников. Только геосинклинальный режим в мезозое в них несколько отличался, что выражается в двух типах разрезов: вулканогенно-кремнисто-терригенном на Сихотэ-Алине и флишодного-грауваквовом в системе Монголо-Охотских прогибов. Однако даже отнесение Джагдинского звена к Сихотэ-Алинской системе не снимает вопроса о тектонической принадлежности цепи мезозойских Монголо-Охотских прогибов.

Вызывают возражение и высказывания М. С. Нагибиной относительно орогенных структур. Прежде всего непонятно, почему у М. С. Нагибиной сложилось мнение о том, что развитие краевых прогибов началось с раннего мела, когда на с. 108 монографии сказано: «Самым нижним членом орогенных формаций в рассматриваемом районе является верхнеюрская песчаниковая, аркозавая...». Таким образом, начало формирования краевых прогибов, имеющих несомненную пространственную связь с «породившей» их Монголо-Охотской системой, равно как и внутренних прогибов, к которым с достаточным основанием можно отнести Торомский прогиб, четко определяется келловей-волжской песчаниковой (угленосной) формацией, несогласно перекрывающей различные образования допозднеюрского возраста. Вторым несомненным членом орогенных формаций краевых прогибов является конгломератовая (также угленосная) формация (боконская свита в Зейско-Удском и перемынская и огоджинская свиты в Норско-Селемджинском прогибе). Мы не можем согласиться с рецензентом в том, что краевые прогибы «сложены главным образом наземными вулканитами и гранитоидами вулканоплутонической ассоциации», — из текста монографии вычитать такое нельзя. К орогенной формации только в Зейско-Удском прогибе с оговоркой о том, что «положение... в ряду орогенных строго не определено» (с. 69), отнесена андезитовая раннемеловая формация. Наконец, в этом же ряду рассматривается неоген-четвертичная галечниково-песчаная формация, принадлежность которой к классу орогенных нами ставится под сомнение, учитывая генезис и состав отложений и значительно более широкое площадное распространение ее — она выходит далеко за пределы орогенных структур.

Авторы отдают себе отчет в том, что выделение Норско-Селемджинского краевого прогиба не бесспорно, это подчеркивалось в предисловии к монографии и ее редактором Л. И. Красным. Однако наличие поздне-мезозойских прогибов вдоль южной окраины Монголо-Охотской складчатой системы, по нашему мнению, разобщенных в процессе последующих деструктивных процессов, сходство состава выполняющих их формаций с таковыми Зейско-Удского прогиба, положение на окраине складчатой системы дают веские основания для выделения краевой орогенной структуры.

Представляется, что разногласия во взглядах на тектоническую природу мезозойских прогибов Монголо-Охотской системы и прилегающих структур связаны с большой слабой изученностью Дальнего Востока, когда к единой группе «впадин восточно-азиатского типа» относили совершенно разнородные структуры, хотя они существенно отличаются формационным выполнением, структурным положением, характером дислокаций, типом магматизма, возрастом и составом подстилающих комплексов. Если перечисленные признаки положить в основу мезозойских прогибов, то четко выделяются три типа мезозойских структур: 1) геосинклинально-складчатые, к которым и относится собственно система Монголо-Охотских прогибов; 2) орогенные (протоорогенные) впадины и прогибы; 3) наложенные впадины, к которым на Дальнем Востоке относятся Амуро-Зейская впадина, система Южно-Алданских впадин.

РЕЦЕНЗИИ

УДК 551.242(574)

Х А И Н В. Е.

**НОВОЕ ОБОБЩЕНИЕ ПО ТЕКТЕНИКЕ КАЗАХСТАНА
(О ТЕКТЕНИЧЕСКОЙ КАРТЕ ВОСТОЧНОГО КАЗАХСТАНА М-БА 1 : 2 500 000
И ОБЪЯСНИТЕЛЬНОЙ ЗАПИСКЕ К НЕЙ, 1982)**

В 1982 г. коллективом авторов Геологического института АН СССР выпущена в свет тектоническая карта Восточного Казахстана в масштабе 1 : 2 500 000 и объяснительная записка к ней под названием «Тектоника Казахстана»¹, общим объемом около 12 печ. листов, под редакцией А. В. Пейве и А. А. Моссаковского. Эта карта — еще одно звено в серии тектонических карт нового типа, издаваемых институтом под общим руководством А. В. Пейве. Ранее были изданы подобные же тектонические карты Урала (1977), Востока СССР (1980) и Северной Евразии (1980). Методика составления карт данного типа наиболее полно изложена в объяснительной записке к последней карте (Тектоника Северной Евразии, 1980). Ее основной принцип заключается в тектоническом районировании по времени становления континентальной коры за счет океанической. В этом процессе различается несколько стадий: океаническая, переходная, континентальная. Показателями происхождения корой этих стадий являются характерные осадочные и магматические формации — офиолиты, молассы, калий-натровые и калиевые граниты и т. д. Создание карт такого типа явилось, несомненно, новой ступенью в развитии тектонической картографии, способствуя более глубокому отражению эволюции коры и ее направленности на тектонических картах.

Рецензируемая карта Казахстана возникла, как указывают авторы, из макета этого региона, первоначально подготовленного для тектонической карты Северной Евразии. Как они справедливо считают, масштаб последней карты (1 : 5 000 000) не давал возможности отразить всю сложность структуры и истории такой гетерогенной области, как Восточный Казахстан, и поэтому публикацию для ее карты более крупного масштаба, с легендой, более детально разработанной и более полно соответствующей конкретным особенностям данного региона, можно только приветствовать. Как и следовало ожидать, авторы столкнулись с необходимостью сделать ряд дополнений по сравнению с картой Северной Евразии: ввести для Западного мегаблока региона понятие микроконтинента, дополнить легенду категорий рифтогенных структур раннего периода развития и др. Как правильно отмечено в объяснительной записке, в тектоническом развитии Восточного Казахстана ярко проявились процессы противоположной направленности — с одной стороны, разрастания, аккреции континентальной коры, исключительно характерные для Восточного мегаблока, и с другой — деструкция более древней, допалеозойской континентальной коры, ярко проявившаяся в Западном мегаблоке (Кокчетавско-Чуйский микроконтинент), а также и на поздних стадиях развития Восточного мегаблока. С этой точки зрения противопоставление этих двух мегаблоков представляется вполне закономерным. Авторы считают, и так показано на карте, что формирование гранитно-метаморфического слоя на площади Западного мегаблока закончилось лишь к позднему рифею, местами к венду. На мой взгляд, следовало бы придать большее значение присутствию в ряде районов этого мегаблока континентальных пород раннедокембрийского возраста, отмеченное и самими авторами.

Океаническая природа Восточного мегаблока в венде — начале палеозоя убедительно обосновывается широким развитием пород офиолитовой ассоциации этого возраста. Но остается открытым вопрос о времени возникновения здесь океанической обстановки. Авторов можно понять в том смысле, что такая обстановка существовала уже в рифее, но это по существу ничем не может быть обосновано. Напротив, особенно если выйти за пределы Казахстана, больше оснований, на мой взгляд, предполагать, что океаническая кора Восточного мегаблока также продукт деструкции более древней (раннедокембрийской) континентальной коры, но проявленной в гораздо более широком масштабе, чем в Западном мегаблоке. С этим вопросом связан и другой. Сторонники энциалического происхождения Восточного мегаблока указывают на существование в его пределах выходов метаморфитов энциалического типа, во многом сходных с породами Западного микроконтинента. С позиций авторов карты, которые разделяются и рецензентом, такие факты могут иметь разное толкование — это могут быть обломки микроконтинента, что, кстати, подтверждало бы раздвиговую природу Восточного мегаблока, либо выступы перекрытого по надвигам продолжения Западного мегаблока, что, однако, требует перемещения его границы (погребенной) соответственно на восток,

¹ Тектоника Казахстана. М.: Наука, 1982. 137 с. с Тектонической картой. Авторы: Н. Г. Маркова, С. Г. Самыгин, Р. М. Антонюк, Т. Г. Павлова, О. М. Розен, Т. Н. Хераскова, И. Г. Щерба, Г. Ф. Ляпичев и С. Г. Токмачева (последние двое — только тектонической карты).

либо метаморфиты образовались по породам палеозойского возраста. Проблема эта требовала бы более обстоятельного обсуждения.

Несколько искусственно разделение образований меланократового фундамента и океанической стадии, так как перерыв между аналогами 3-го и 2-го слоев океанической коры вряд ли можно считать универсальным. Кроме того, как признают сами авторы, «часть разреза океанической стадии в разное время на различных участках была дислоцирована, метаморфизована и вовлечена в состав меланократового основания...».

Анализируя переходную и континентальную стадии развития региона, авторы как бы избегают понятия о палеозонах Беньюфа. Между тем еще до появления тектоники плит было установлено, что без этих зон нет геосинклинального процесса, нет созидания континентальной коры за счет океанической. Игнорирование зон Беньюфа обедняет палеотектонический и палеомагматологический анализ, ибо препятствует выявлению латеральной изменчивости («полярности») тектонических структур и магматитов. Правда, в палеотектонических реконструкциях авторов такие зоны местами как бы подразумеваются (см. рис. 16 объяснительной записки).

Несмотря на отдельные спорные положения и некоторые недоработки, авторам, несомненно, удалось успешно выполнить свой интересный замысел и представить в картографическом выражении в целом достаточно хорошо согласующуюся с известным на сегодня фактическим материалом модель строения и развития такой, хочу еще раз подчеркнуть, весьма сложной складчатой области. Впервые для Казахстана столь четко выделены такие характерные формации начальных и средних стадий развития геосинклинали, как рифтогенные образования, отложения континентальных склонов и подножий, островодужные образования и ряд других. Справедливо подчеркнуто значение крупных горизонтальных смещений по надвигам, вплоть до образования шарьяжей, и сдвигов. Думается, что роль этих структур при дальнейшем изучении окажется большей, чем представляется авторам, особенно если подтвердится широкая обдукция океанической коры с востока на Кокчетавско-Чуйский (по авторам) микроконтинент.

Особо следует остановиться на объяснительной записке. Составляя ее, авторы не пошли по формальному пути характеристики выделенных в легенде подразделений, а создали имеющий самостоятельное значение очерк тектоники региона, опять-таки не типа перечисления структурных элементов, а освещения основных особенностей его структуры и тектонической истории. Авторам удалось это сделать в четкой и лаконичной форме, пояснив изложение серией наглядных иллюстраций.

С появлением «Тектонической карты Восточного Казахстана» в интерпретации коллектива исследователей Геологического института АН СССР эта складчатая область СССР стала предметом уже трех различных моделей — фиксистой по существу модели Казахстанской экспедиции МГУ, модели ограниченного рифтогенеза ИГН АН КазССР² и, наконец, мобилистской модели ГИН АН СССР. Обсуждение этих моделей будет, несомненно, способствовать прогрессу наших знаний в отношении тектоники этой столь богатой полезными ископаемыми части нашей страны, а значит, и более полному раскрытию самих этих богатств.

Думается еще, что, несмотря на все неоспоримые достоинства новой тектонической карты Восточного Казахстана и вообще карт подобного типа, они не могут полностью заменить карты более традиционного типа, менее интерпретативные, но более фактологические. К тому же на картах последнего типа показывается структура осадочного чехла, что так важно для геологов-нефтяников.

Геологический институт
АН СССР

Поступила в редакцию
27.X.1983

² См. статью А. А. Абдулина и А. Е. Шлыгина в № 6, 1983 г. журнала «Геотектоника».

ХРОНИКА

УКД 551.24(476+474)

СОВЕЩАНИЕ ПО ТЕКТЕНИКЕ, ФАЦИЯМ И ФОРМАЦИЯМ .
БЕЛОРУССИИ И ПРИБАЛТИКИ

29—30 мая 1984 г. в г. Вевис Литовской ССР состоялось X совещание Комиссии по тектонике Белоруссии и Прибалтики Межведомственного тектонического комитета, посвященное тектонике, фациям и формациям. В совещании приняло участие около 80 представителей от 16 научных и производственных организаций Вильнюса, Гомеля, Гусева, Калининграда, Минска, Риги, Таллина, а также Москвы, Новосибирска, Львова и других городов. На совещании было представлено 26 докладов, в которых освещены следующие основные вопросы: 1) платформенные формации и их значение для тектонического анализа (В. М. Цейслер); 2) тектоника, возраст и формационная принадлежность железорудных образований Белоруссии и Прибалтики (А. М. Пап, В. В. Ветренников, А. И. Жвикас, Г. И. Илькевич, И. Е. Данкевич, С. С. Марфин, Л. И. Матрунчик, В. Петерсель, А. И. Стасевич, Т. С. Скрипкина); 3) тектонические условия формирования красноцветной формации рифея Белоруссии (М. А. Нагорный); 4) структурно-формационный анализ и история геологического развития Прибалтики (П. И. Сувейдис, А. П. Брангулис, В. А. Пуура); 5) рифогенные формации палеозоя Восточно-Европейской платформы (Р. Г. Гарецкий, А. С. Махнач, А. С. Кручек, В. Н. Макаревич, В. А. Москвич, И. И. Урьев); 6) терригенные формации венда и кембрия в Прибалтике (А. П. Брангулис, Э. Пиррус, К. Менс, В. А. Коркутис); 7) история геологического развития Балтийско-Скандинавского бассейна в силуре (Д. Л. Кальо); 8) формации каледонского структурного комплекса Балтийско-Приднестровской зоны перикратонных опусканий (Г. В. Зиновенко); 9) глинисто-карбонатные формации каледонского структурного комплекса Балтийской синеклизы (П. П. Лапинскас, Е. М. Лашков); 10) тектоническое районирование и формации мезозоя запада Восточно-Европейской платформы (И. Б. Вишняков, А. А. Григялис, К. Н. Монкевич); 11) ледниковая формация антропогена Белоруссии и Прибалтики (Э. А. Левков, В. А. Балтрунас, К. Ф. Каяк, Я. А. Страуме, А. И. Шляупа) и др.

Во время совещания был организован просмотр керна по важнейшим формациям Южной Прибалтики.

В последнее время возрос интерес геологов Белоруссии и Прибалтики к формационному анализу как основе выяснения закономерностей размещения полезных ископаемых (нефть, горючие сланцы, фосфориты, каменная и калийная соли, железная руда, янтарь и др.). Большой интерес представляет железорудная формация докембрия Белоруссии и Прибалтики как возможный новый потенциальный источник месторождений железа на западе нашей страны. Изучены рифогенные формации ордовикско-силурийских, среднедевонских, верхнедевонских, каменноугольных, пермских отложений Восточно-Европейской платформы. Среди них выделены формации: барьерных рифов, биогермных и биостромных массивов, биоритмитов, слоистых известняков с рассеянными органогенными постройками и калиптровыми массивами. Особый интерес представляет анализ рифогенных формаций Балтийской синеклизы, Припятьского прогиба, позволивший восстановить палеогеографическую и палеотектоническую обстановку осадконакопления, что весьма важно при поисках нефти и газа. Изучение формаций каледонского структурного комплекса, подкрепленное детальным фаціальным анализом кембрийских, ордовикских, силурийских отложений, позволило восстановить историю геологического развития всей Балтийско-Приднестровской зоны перикратонных опусканий. Вертикальный ряд формаций указывает на направленное развитие всей этой территории от трансгрессивного этапа (терригенные формации кембрия) к инунационному (карбонатные формации ордовика и силура) и регрессивному (карбонатно-терригенные и терригенные формации позднего силура и жединского яруса раннего девона). Горизонтальный ряд формаций указывает, что в течение всего каледонского этапа зона перикратонных опусканий представляла моноклинал, осложненную структурными заливами и носами и испытывающую возрастающее погружение в западном направлении. На фоне моноклиналиного погружения отдельные звенья зоны перикратонных опусканий испытывали различное по интенсивности прогибание с миграцией центров прогибания с юга на север (кембрий — силур) и обратно (ранний девон). Наиболее полный набор формаций каледонского структурного комплекса, включая органогенную молассоидную, установлен в пределах современной Вольно-Подольской впадины.

Формации силура Балтийской синеклизы формировались в пределах пяти фаціальных зон: лагунной, отмельной, открытошельфовой, склоновой, депрессионной. Первые три из них являются мелководными (шельфовыми) фациями, две следующие — глубоководными. Большое разнообразие шельфовых фаций характерно для ордовикских и кембрийских отложений Балтийской синеклизы как наиболее активной структуры каледонского этапа в пределах западной окраины Восточно-Европейской платформы.

Формации герцинского и альпийского структурных комплексов представляют неменьший интерес как для восстановления истории геологического развития территории, так и в отношении поисков полезных ископаемых. К ним приурочены месторождения нефти, горючих сланцев, бурых углей, каменной и калийной соли, янтара и др.

Очень полно представлена на территории Белоруссии и Прибалтики ледниковая антропогенная формация, включающая пять ледниковых горизонтов. Собственно ледниковые моренные отложения составляют 52%. Мощность формации изменяется от нескольких до 300—320 м. Основную роль в образовании формации играет экзогенный фактор, но обнаруживается связь между условиями залегания формации и поверхности фундамента.

Большую помощь в изучении формаций в последнее время оказывают сейсмические исследования методом ОГТ (сейсмостратиграфия). Анализ сеймопрофилей по Припятскому прогибу показал хорошую их информативность в отношении выделения органических построек, зон выклинивания и, наоборот, увеличения мощностей отложений, замещения карбонатных пород терригенными, выделения вулканогенных образований и т. д.

Несмотря на достигнутые успехи в изучении формаций территории Белоруссии и Прибалтики, остался ряд нерешенных и спорных вопросов в подходе к формационному анализу. До сих пор не существует единых критериев выделения платформенных формаций, не решена проблема их наименования, классификации, объемов.

Дальнейшее изучение формаций должно идти по пути изучения вещественного состава и их внутренней структуры. Формационный анализ должен учитывать временный фактор (геологическое время), синхронизацию геологических явлений.

На совещании был заслушан отчет бюро о деятельности Комиссии по тектонике Белоруссии и Прибалтики и намечен план дальнейших работ. По материалам совещания намечено опубликование монографического сборника.

Г. В. Зиновенко, П. И. Сувейздис

К СВЕДЕНИЮ АВТОРОВ

Журнал «Геотектоника» освещает общие и региональные геоструктурные закономерности, механизмы, природу тектонических деформаций, типы и историю тектонических движений, связи тектоники и магматизма, а также связи тектоники и полезных ископаемых.

Редакция журнала «Геотектоника» просит авторов при оформлении для печати статей соблюдать следующие обязательные правила.

1. Работа должна быть представлена в окончательно подготовленном для печати виде и иметь соответствующую документацию.

2. Объем статей, как правило, не должен превышать авторского листа (24 стр. машинописного текста), кратких сообщений — 6 стр. машинописного текста.

3. Рукопись печатается на машинке с нормальным шрифтом, через два интервала с оставлением полей с левой стороны (3—4 см). Страницы рукописи должны быть пронумерованы, включая таблицы. Рукописи, рисунки и фотографии представляются в двух экземплярах.

4. В конце статьи приводится полное название учреждения, где была выполнена работа, город, в котором оно находится, адрес автора.

5. Все формулы вписываются чернилами или тушью. Тексты, приводимые в иностранной транскрипции, печатаются на машинке с латинским шрифтом. Необходимо тщательно писать индекс и показатели степени, делать четкое различие между заглавными и строчными буквами, подчеркивая прописные двумя черточками снизу, строчные — сверху; правильно вписывать сходные по написанию буквы как русские, так и латинские: h и n, g и q, l и j и др., а также делать четкое различие между O (большим), o (малым) и 0 (нулем).

Курсивные буквы подчеркиваются волнистой линией, греческие — красным карандашом

6. Все упоминаемые в статьях величины и единицы измерения должны соответствовать стандартным измерениям.

7. Цитируемая литература дается в конце статьи по алфавиту: сначала — русскому, затем — латинскому, литература должна быть пронумерована.

В списке литературы приводятся следующие данные: фамилия и инициалы авторов, далее для журналов — название статьи и журнала (в принятом сокращении), том, выпуск, год издания, страницы, для книг — название работы, изд-во, место и год издания, количество страниц.

8. Ссылки на литературу в тексте даются в квадратных скобках, где указывается номер.

9. Иностранные фамилии в тексте приводятся в русской транскрипции (в скобках — в иностранной). В русской транскрипции даются и названия зарубежных географических пунктов.

10. Все иллюстрации, приложенные к рукописи, должны быть пронумерованы, на обороте каждой из них надписывается фамилия автора, название статьи, в случае необходимости указывается верх и низ. Все обозначения на рисунках необходимо разъяснить в подписях. Список подрисуночных подписей прилагается на отдельном листе. Места размещения рисунков, таблиц должны быть указаны на полях, а в тексте обязательны ссылки на них.

11. Все рисунки, карты должны быть четко выполнены и пригодны для окончательного перечерчивания с обязательным приложением всех условных знаков, имеющихся на рисунке. Карты должны иметь минимальное количество названий различных пунктов, необходимых для понимания текста. Чертежи могут представляться в различном масштабе, но с указанием автора о возможном максимальном их уменьшении.

12. Иллюстрирование статей рисунками допускается лишь в полном соответствии с текстом. Максимальное количество — 5—6 рис. на авторский лист.

13. К статье должна быть приложена аннотация (до 1 стр. машинописного текста в двух экземплярах).

14. Редакция сохраняет за собой право сокращать статьи и подвергать их правке, а также возвращать статьи в случае несоблюдения приведенных выше правил.

15. Корректурa статьи авторам не высылается. В подготовленном к набору (отредактированном и перепечатанном) оригинале статьи нужно тщательно проверить текст и рисунки. Все исправления и дополнения делать только простым карандашом.

16. Проверенный текст статьи и рисунков подписать карандашом «в печать»: в тексте — в конце статьи, на рисунках — на обороте.

17. По выходе статьи в свет автор получает 25 оттисков.

А 03
МИШИНА Д 12 КВ 27
МОССАКОВСКОМУ А А
70228

Цена 1 р. 40 к.
Индекс 70228
0

В магазинах «Академкнига»

имеются в продаже:

ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЙ ПРОЦЕСС В ОБЛАСТЯХ ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ. 1977. 262 с. 2 р. 10 к.

Сборник содержит материалы симпозиума «Вулканизм и современные гидротермальные процессы». В них приводятся данные новейших исследований в области изучения теплового потока и гидротермальной деятельности различных структурных зон тектоно-магматической активности.

Издание представляет интерес для широкого круга геологов, вулканологов и геохимиков.

ТЕКТОНИКА МОНГОЛЬСКОЙ НАРОДНОЙ РЕСПУБЛИКИ. (Труды Совместной Советско-Монгольской научно-исследовательской геологической экспедиции. Вып. 9). 1974. 284 с. 3 р. 41 к.

Монография является первой работой, посвященной истории развития и формирования тектонических структур МНР, и осуществленной на основе обобщения всего литературного материала и работ экспедиции. Впервые рассматривается ряд важных теоретических вопросов тектоники, в том числе о выделении различных типов геосинклинальных структур и их формирование на коре океанического и континентального типа. Существенно также, что тектоническое строение Монголии рассмотрено в тесной связи с магматизмом.

Книга рассчитана на широкий круг геологов.

ЗАКАЗЫ ПРОСИМ НАПРАВЛЯТЬ ПО ОДНОМУ ИЗ ПЕРЕЧИСЛЕННЫХ АДРЕСОВ МАГАЗИНОВ «КНИГА — ПОЧТОЙ» «АКАДЕМКНИГА»:

480091 Алма-Ата, 91, ул. Фурманова, 91/97; 370005 Баку, 5, ул. Джапаридзе, 13; 320093 Днепропетровск, проспект Ю. Гагарина, 24, 734001 Душанбе, проспект Ленина, 95; 664033 Иркутск, ул. Лермонтова, 289; 252030 Киев, ул. Пирогова, 4; 277012 Кишинев, проспект Ленина, 148; 343900 Краматорск, Донецкой области, ул. Марата, 1; 443002 Куйбышев, проспект Ленина, 2; 197345 Ленинград, Петрозаводская ул., 7; 220012 Минск, Ленинский проспект, 72; 117192 Москва, В-192, Мичуринский проспект, 12; 630090 Новосибирск, Академгородок, Морской проспект, 22; 620151 Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137; 700187 Ташкент, ул. Дружбы народов, 6; 450059 Уфа, 59, ул. Р. Зорге, 10; 720001 Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42; 310078 Харьков, ул. Чернышевского, 87.



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»