

ISSN 0016-853X

Российская академия наук

ТЕОТЕКТОНИКА

3

НАУКА · 1992

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК

ГЕОТЕКТОНИКА

ЖУРНАЛ ОСНОВАН В ЯНВАРЕ 1965 ГОДА

ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД

МАЙ — ИЮНЬ

МОСКВА . «НАУКА»

№ 3, 1992

Редакционная коллегия

Главный редактор Ю. М. Пущаровский
Зам. главного редактора А. А. Моссаковский
Ответственный секретарь В. С. Буртман
М. Е. Артемьев, Ч. Б. Борукаев, А. Л. Книппер, В. И. Коваленко,
Н. В. Короновский, Е. Е. Милановский, В. Д. Наливкин, А. С. Перфильев,
А. В. Чекунов, В. Н. Шолпо, А. Л. Яншин

Журнал «Геотектоника» публикует статьи по общей и региональной тектонике, структурной геологии, геодинамике, экспериментальной тектонике, рассматривает связи тектоники с глубинным строением Земли, магнетизмом, метаморфизмом, полезными ископаемыми. Публикуются также рецензии на научные статьи и книги, информации о научной жизни, реклама научной литературы, картографических материалов и приборов.

Подписка на журнал принимается без ограничения всеми отделениями «Союзпечати» (№ 70228 в каталоге). Цена годовой подписки — 12 руб. 60 коп.

Зав. редакцией *М. Н. Шуплецова*
Научные редакторы *Н. Б. Заборовская, С. Г. Самыгин, А. И. Кожурин*
Адрес редакции: 109017, Москва, Пыжевский пер., 7
Геологический институт АН
Телефон 230-81-77
telex: 411848 GIN SU
телетайп: 114092 ТЕТИС

ГЕОТЕКТОНИКА

ЖУРНАЛ ОСНОВАН В ЯНВАРЕ 1965 ГОДА

ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД

МАЙ — ИЮНЬ

МОСКВА «НАУКА»

№ 3, 1992

СОДЕРЖАНИЕ

Пушаровский Ю. М. Сравнительная тектоника Тихого и Атлантического океанов	3
Соколова Ю. Ф., Миронова Н. А. Реологическая модель континентальной земной коры по данным сравнительного исследования метаморфических комплексов и коровых ксенолитов	17
Крапивнер Р. Б. Происхождение приповерхностных деформационных структур областей динамического влияния разломов	27
Лыточкин В. Н., Ненахов В. М., Перфильев А. С., Кузнецов Л. В., Хрестенков П. А. Мономиктовый терригенный меланж Алайского хребта	37
Шпунт Б. Р. Тектонические обстановки проявлений магматизма на Востоке Сибирской платформы в неогее	45
Зинкевич В. П., Федорчук А. В., Цуканов Н. В. Аккреционная тектоника юга Валагинского хребта (Восточная Камчатка)	64
Дельво Д. Рифтообразование в западной ветви Восточно-Африканской рифтовой системы (обзор)	79
Абасов М. Т., Кулиев Г. Г., Джеваншир Р. Д., Буряковский Л. А., Алиев Э. А. Теоретические основы и математическая модель механизмов формирования складчатости путем потери устойчивости	90

Дискуссии

Соколов С. Д. О критике палинспастических реконструкций и аккреционных моделей Северо-Востока России	102
--	-----

Хроника

Антипов М. П. Совещание «Тектоника и магматизм современных и древних океанов»	107
---	-----

CONTENTS

Pushcharovsky Yu. M. Comparative tectonics of the Pacific and Atlantic Oceans	3
Sokolova Yu. P., Mironova N. A. Rheological model of continental crust	17
Krapivner R. B. The origin of surface deformation structures in the areas of fault dynamic influence	27
Lytochkin V. N., Nenakhov V. M., Perfilyev A. S., Kuznetsov L. V., Khrestenkov P. A. Monomictic terrigenous melange of the Alai Range	37
Shpount B. R. Tectonic settings of magmatism occurrence in the east of the Siberian platform in the Neogea	45
Zinkevich V. P., Fedorchuk A. V., Tsukanov N. V. Accretionary tectonics of the Valagin range southern part (East Kamchatka)	64
Delvaux D. Rifting in the western branch of the East African rift system (a review)	79
Abasov M. T., Kuliev G. G., Dzhevanshir R. D., Buryakovsky L. A., Aliev E. A. Theoretical background and mathematical model of the folding mechanism through the losing of stability	90
Discussion	
Sokolov S. D. On critical reviews of palinspastic reconstructions and accretionary models in the North-Eastern Russia	102
Chronicle	
Antipov M. P. The conference «Tectonics and magmatism of recent and ancient oceans»	107

Технический редактор *Л. В. Кожина*

Сдано в набор 06.03.92 Подписано к печати 24.04.92 Формат бумаги 70×100¹/₁₆
 Офсетная печать Усл. печ. л. 9,1 Усл. кр.-отг. 9,8 тыс. Уч.-изд. л. 10,5 Бум. л. 3,5
 Тираж 1049 экз. Зак. 2600 Цена 2 р. 10 к.

Ордена Трудового Красного Знамени издательство «Наука».
 103717, ГСП, Москва, К-62, Подсосенский пер., 21
 2-я типография издательства «Наука», 121099, Москва, Г-99, Шубинский пер., 6

УДК 551.242.2(261+265)

© 1992 г. ПУЩАРОВСКИЙ Ю. М.

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ТЕКТОНИКА ТИХОГО И АТЛАНТИЧЕСКОГО ОКЕАНОВ

Проведено сравнение Тихого океана и Атлантики по типам тектонических и тектономагматических форм, особенностям их распространения, хронологии и характеру проявления тектонических движений.

В работе широко использованы данные, полученные в последний период отечественными морскими экспедициями. Показано кардинальное различие в тектонической эволюции суперокеана, каковым является Пасифика, и мегаокеана, т. е. Атлантики. Сосредоточивается внимание на новых для геотектоники явлениях — тектонической расслоенности геосфер под океанами, и морфологической разнохарактерности океанских поперечных разломных зон и др.

На основе всех имеющихся данных делается заключение, что состояние глубинных геосфер Тихого и Атлантического океанов весьма различно. Корни области Тихого океана, вероятно, уходят до ядра Земли, океан скорее всего наследует первичную неоднородность в строении планеты.

Pushcharovsky Yu. M. Comparative tectonics of the Pacific and the Atlantic Oceans. *Geotectonics*. 1992. № 3. The Pacific and Atlantic Oceans are compared as regards tectonic and tectonomagmatic forms, specific features of their distribution, chronology and nature of their tectonic movements.

The author uses much of the data obtained in the course of our recent marine expeditions. Considerable difference has been shown to exist between the tectonic evolution of the superocean, that is the Pacific, and the mega-ocean, that is the Atlantic. The attention is focused on the phenomena new for geotectonics — on geosphere tectonic delamination under the oceans and morphological variety of oceanic transverse fault zones.

All the available data enable us to conclude that the state of deep geospheres in the Pacific and Atlantic Oceans differ from each other. The roots of the Pacific areas evidently penetrate as deep as the Earth nucleus; the ocean most likely inherits the initial heterogeneity in the planet structure.

В предлагаемой работе речь будет идти о крупных чертах тектоники Тихого и Атлантического океанов. К сожалению, тектонических описаний океанов до сих пор имеется очень мало. Возможно, это есть следствие крайнего увлечения геодинамическими построениями, особенно в духе «новой глобальной тектоники». Ничуть не умаляя научного значения геодинамических исследований, полагаю нужным отметить, что многие геодинамические умозаключения звучали бы несравненно убедительнее, если бы были согласованы с тектоническими данными.

Работа выполнена в ключе сравнительной тектоники. Это классический метод, с помощью которого удавалось раскрывать весьма важные закономерности в строении и структурном развитии земной коры. Здесь прежде всего приходят на память публикации Н. С. Шатского, посвященные сравнительной тектонике

Параметры	Океаны		
	Тихий	Атлантический	Мировой
Площадь, млн. км ²	178,7	91,7	361,3
Процент от площади Мирового океана	49,7	25,5	100
Средняя глубина, м	4282	3597	3711
Глубина > 4 км, млн. км ²	106,5	49,5	192,3
Процент от площади океана	59,6	45,5	53,2

древних платформ. Весьма масштабны и значимы также работы Г. Штилле, особенно в области сравнения тектоники океанов.

Тектоническая изученность океанов и их отдельных частей различна. Атлантический и Тихий океаны изучены лучше, чем Индийский, который, кстати, очень сложен для тектонической расшифровки. Наряду с собственными структурными особенностями в этом океане сочетаются признаки тектоники как Атлантики, так и Пацифики.

Размеры океанов неодинаковы, и по этому признаку среди них можно выделить четыре категории: супер-, мега-, мезо- и микроокеаны [11]. Пацифика представляет суперокеан; Атлантика — мегаокеан. Такая классификация полезна для сравнительно-тектонических и палеотектонических исследований. Она позволяет, например, более определенно подходить к идентификации океанических бассейнов прошлого и современности, а отсюда и к проблеме эволюции океанообразования на Земле. Проводя сравнительно-тектонический анализ Тихого и Атлантического океанов, мы тем самым выясняем особенности строения современных супер- и мегаокеана.

В принципе сравнительно-тектоническое изучение океанов столь же возможно и целесообразно, сколь и континентов, позволившее еще Э. Зюссу выделить Гондвану и Лавразию, а позднее обособить Индо-Атлантический и Тихоокеанский сегменты Земли или выделить северный и южный ряды древних платформ.

I

Сопоставим метрические данные, касающиеся Атлантического и Тихого океанов.

Приведенная таблица иллюстрирует большое различие в площадях и глубинах обоих океанов [1, 3, 19].

Как видно из таблицы, суперокеан занимает половину площади Мирового океана, которая существенно больше общей площади земной суши. Площадь мегаокеана вдвое меньше. Одного этого обстоятельства достаточно, чтобы возникла мысль о разной геологической истории обоих океанов: в частности, колоссальная масса симатической коры в Тихом океане априори должна иметь совершенно особую тектоническую эволюцию. Но к этому добавляется и много других данных. Таблица свидетельствует о существенно разной средней глубине обоих океанов, отличающейся на 700 м. Это разительный контраст, особенно если учесть очень большую площадь Тихоокеанской впадины. Глубины крупных депрессий в моем представлении непременно свидетельствуют о размахе вертикальных движений земной коры. Таким образом, в Тихом океане этот размах существенно больше, чем в Атлантике.

Геолого-геодинамические исследования позволяют различать несколько механизмов погружения океанского дна. Один из них — волновой компенсационный, при котором зона тектономагматического линейного воздымания сопровождается сопредельной зоной прогибания. Другой механизм — обрушение. Он свойствен

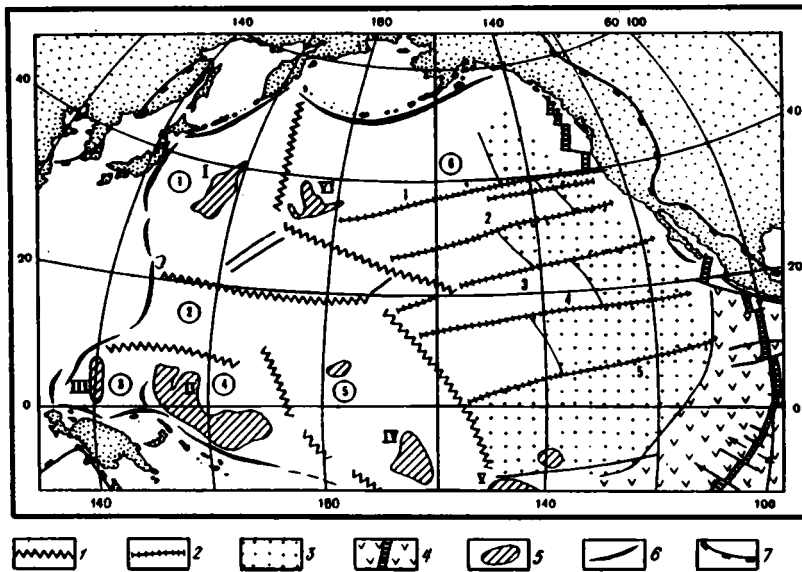


Рис. 1. Морфоструктурные ступени в Тихом океане 1, 2 — разграничения ступеней: 1 — тектоновулканические хребты, 2 — разломные зоны; 3 — области, расположенные выше изобаты 5000 м на северо-востоке океана, 4 — область Восточно-Тихоокеанского поднятия; 5 — океанские поднятия с утолщенной корой; 6 — глубоководные желоба; 7 — границы Тихоокеанского пояса. Цифры в кружках — морфоструктурные ступени: 1 — Северо-Западная (~6000 м), 2 — Восточно-Марианская (5000—6000 м), 3 — Каролинская (4000—5000 м), 4 — Меланезийская (>5000 м), 5 — Центральная (5500 м), 6 — Северо-Восточная (5500 м и больше); цифры без кружков: 1—5 — разломные зоны: 1 — Мендосино, 2 — Меррей, 3 — Молокаи, 4 — Кларингтон, 5 — Клипертон; I—VI — поднятия: I — Шатского, II — Онтонг-Джава, III — Эауриптик, IV — Мангхисики, V — Туамоту, VI — Хесса

в особенности океанским окраинам атлантического типа. Широко проявлен механизм площадного оседания, присущий внутренним районам галассогенов¹. Примерами служат абиссальные океанические котловины, что доказывается, в частности, обнаружением во многих случаях с помощью глубоководного бурения мелководных отложений в низах осадочного чехла, лежащего ныне на больших глубинах. Наконец, имеется спрединговый механизм, проявляющийся в сводовых, приподнятых и фланговых частях срединных хребтов. В каждом из океанов можно найти примеры проявления многих из указанных механизмов, но соотношения между ними разные. Так, картина, наблюдаемая в Атлантике, в Тихом океане выявляется лишь в его южной части, где Южно-Тихоокеанский хребет разделяет Новозеландский регион и Антарктиду. Вся же остальная часть Тихоокеанского ложа специфична. Но и она делится на две крупнейшие тектонические области: Восточно-Тихоокеанское поднятие, для которого характерен спрединговый механизм, и область (талассоген), занимающую запад и северо-восток Тихого океана, с характерным для нее ступенчатым оседанием дна. На данном феномене следует остановиться подробнее (рис. 1).

Абиссальные впадины в западной и центральной частях Тихого океана лежат на разных батиметрических уровнях. Особенно ясно это видно на западе, где с юга на север последовательно располагаются Каролинская, Восточно-Марианская и Северо-Западная впадины. Первая лежит на глубинах 4000—5000 м, вторая — 5000—6000; глубины третьей на больших пространствах 6000 м и более. Центральная абиссальная впадина Тихого океана имеет среднюю глубину 5500 м. Дно Меланезийской впадины находится на глубинах около 4500—5000 м. Рассматривая общую ситуацию строения дна, четко видим, что зонами разграничения абиссальных впадин служат одинарные или более сложные линейные вулкани-

¹ Области океанского дна, лежащие за пределами срединных хребтов [10].

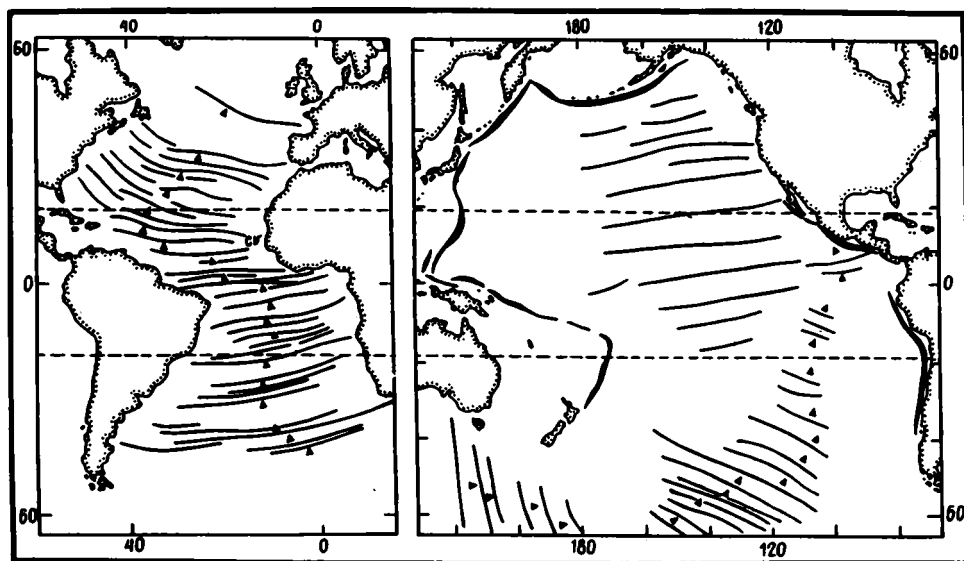


Рис. 2. Системы поперечных разломов в Атлантике и Тихом океане CV — разлом Зеленого Мыса

ческие цепи, простирающиеся на многие сотни и тысячи километров. В целом структурная картина вырисовывается как сочетание крупных ступеней, разделенных структурами разломной природы, маркируемыми вулканическими хребтами.

На северо-востоке Тихого океана также существует ступенчатая структура дна. Контролирующими ее элементами здесь являются разломы-гиганты. Вулканический гряд, столь характерных для предыдущей области, здесь нет. Поэтому и механизм образования ступеней иной: сбросо-(взбросо-)сдвиговый.

Крупноступенчатую структуру земной коры можно представить и для Атлантики, но она здесь менее выразительна и значима. Имеются в виду впадины Ангольская — на больших площадях глубины более 5500 м, Капская — глубина около 5000 м и Агульяс, где обычно глубины 4500 м. Впадины отделены одна от другой соответственно Китовым и Капским вулканотектоническими хребтами. За пределами этого ограниченного пространства также возможно обнаружение ступенчатых структур оседания, тем более, что имеются указания на вертикальные нисходящие движения дна².

II

Обратимся к такой характерной особенности океанского дна, как разломная тектоника. На первый взгляд кажется, что в ней много общего между океанами. Но это не совсем так. Известное сходство наблюдается в разломных системах, поперечных к простираению Срединно-Атлантического хребта и Восточно-Тихоокеанского поднятия. Однако степень сгущения таких разломов в Атлантике выше, чем в Пацифике. Кроме того, в Атлантике некоторые разломы являются трансокеанскими, т. е. полностью пересекают океан. В Тихом океане таких разломов не существует. В южных областях Тихого океана развиты две дискордантные системы поперечных разломов, одна из которых, молодая, перпендикулярная рифтовой зоне Восточно-Тихоокеанского поднятия, а другая, более древняя и соседствующая с первой с запада, ориентирована по отношению к ней косо (рис. 2) [22].

Совершенно особую черту тихоокеанской тектоники составляет система разломов-гигантов, явно не связанных со срединговыми зонами, хотя трудно от-

² Устное сообщение Л. Н. Когарко.

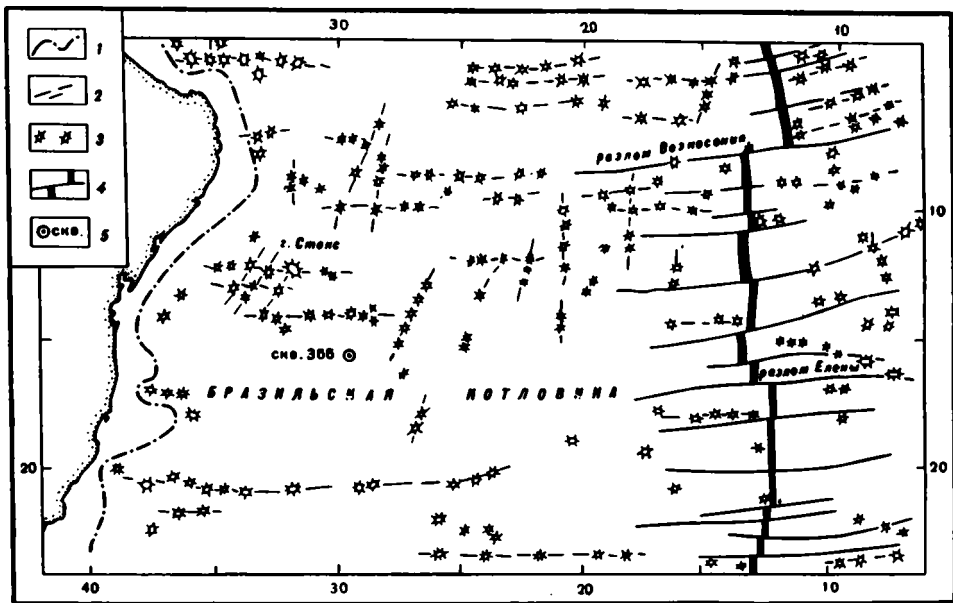


Рис. 3. Распределение подводных гор в северной части Южной Атлантики (Бразильская котловина и склоны Срединно-Атлантического хребта) из [3] 1 — подножие континентального склона; 2 — зоны трещин, контролирурующие размещение подводных гор; 3 — подводные горы вулканического происхождения; 4 — осевая рифтовая долина, трансформные разломы и зоны трещин; 5 — скв. 355 глубоководного бурения, 39-й рейс «Гломар Челленджер»

рицать присутствие в них значительной сдвиговой составляющей. Занимаемая этой системой площадь столь велика, что ее можно сопоставлять с половиной площади Атлантики, где подобных разломных систем не существует. К выяснению причины ее образования следует подходить с учетом данных о других системах поперечных разломов, имеющих в обоих океанах.

Система тихоокеанских разломов-гигантов имеет восток-северо-восточную ориентировку. Такую же ориентировку имеет разломная система Южной Атлантики. Поперечные разломы Северной Атлантики простираются в направлении запад-северо-запад. Таким же образом направлены разломы в юго-восточной части Тихого океана. Очевидно, что такая перекрещивающаяся комбинация крупнейших разломных систем, в общем субширотных, не является случайностью, а отражает изменение в динамике мантийных масс, на которую важнейшее воздействие, как представляется, оказывает такой фактор, как режим вращения Земли.

Факт существования разнонаправленных систем разломов ставит вопрос об их возрастных соотношениях. Если ориентироваться на время раскрытия Южной и Северной Атлантики, а оно известно достаточно достоверно, то разломная система первой из них (восток-северо-восточной) должна быть более древней, чем второй (запад-северо-западной). Следовательно, система разломов-гигантов в Тихом океане древнее разломной системы Юго-Восточной Пацифики. Обе группировки разломных систем в основном сформировались в кайнозое. Системы ЗЮЗ — ВСВ образовались в первой половине кайнозоя, что следует из имеющихся данных о возрасте разломов-гигантов, который принимается обычно раннепалеогеновым; системы ЗСЗ — ВЮВ — соответственно несколько позднее.

В обоих океанах имеется и еще одна группа разломных систем, являющихся зонами магматической проницаемости. Подавляющая их масса сосредоточена в Тихом океане; в Атлантике таких разломов немного и они менее выразительны. Но пример Атлантики важен принципиально (рис. 3). Он показывает, что зоны проницаемости могут быть ориентированы вдоль срединного хребта, располагаясь далеко от его гребня, и что постоянное стремление объяснить вулканические цепи океанского дна механизмом «горячей точки» неосновательно. Автор уже

неоднократно публиковал свои возражения против этой идеи, разбирая конкретные примеры тихоокеанских вулканических цепей. Кстати, недавно было показано, что Императорская и Гавайская цепи различны по характеру магматизма [2]. Это дополнительный аргумент ко всему тому, что писалось раньше [13]. Невозможно приложить эту идею и к цепи Лайн. На ее северном и южном окончаниях (а длина цепи 3000 км) вулканизм близок по времени [14]. Удивительно, что эти публикации совершенно не замечаются исследователями и, наоборот, рутинно открываются все новые и новые «горячие точки», последняя из которых, кажется, Питкерн. Перманентное появление вулканических цепей разломной природы вполне коррелирует с данными сейсмической томографии, установившей низкоскоростную и соответственно разогретую мантию под Тихим океаном и местами в Атлантике до огромных глубин.

Отметим большую сложность внутренней структуры поперечных океанских разломов, которые привычно представлять и изображать в виде сплошных прямых линий. Но это весьма ошибочное изображение.

Специальные исследования, проведенные в нескольких рейсах НИС «Академик Николай Страхов», показали, что поперечные океанские разломы образуют зоны с набором разнообразных структур и их сочетаний. Необходимо подчеркнуть, что исследования носили не узко локальный («точечный») характер, а охватывали разломные зоны практически на всем их протяжении. По крайней мере это относится к разломам Долдрамс (8° с. ш.), Зеленого Мыса (15° 20' с. ш.), Марафон и Меркурий, простирающихся на 1500—2000 км в Центральной Атлантике [16, 17]. Прежде такого изучения не проводилось. При этом выяснилось, что по простиранию разломные зоны распадаются на несколько отрезков, существенно разных по внутреннему строению. В одних местах эти отрезки выражены сочетанием узкого трога и сопровождающего его гребня. В других — два продольных желоба-трога разделены срединным поднятием. Но есть случаи, где отрезки представлены несколькими желобами-трогами, отделенными один от другого внутренними поднятиями-хребтами (рис. 4). Отдельные морфологические элементы разломных зон местами кулисно заходят один за другой, ветвятся. Такое сложное строение указывает на весьма изменчивую геодинамическую обстановку их развития, не поддающуюся объяснению однонаправленным поворотом литосферной плиты, как это обычно принимается.

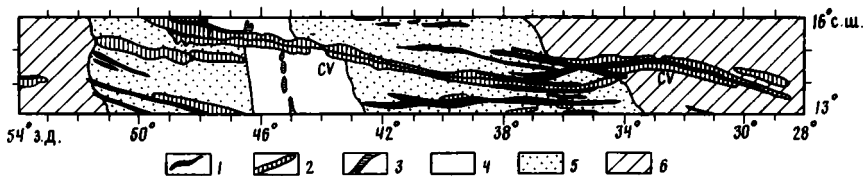


Рис. 4. Строение зоны разлома Зеленого Мыса по [15] 1 — желоба-разломы; 2 — линейные поднятия (поперечные хребты); 3 — рифтовые долины; 4 — осевая зона Срединно-Атлантического хребта; 5 — его фланги; 6 — глубоководные котловины, CV — разлом Зеленого Мыса (Cabo Verde), положение разлома — на рис. 2

Не укладывается в нынешние геодинамические схемы и то, что поперечные разломные зоны в Атлантике самым различным образом соотносятся со срединным хребтом. Выделяется по крайней мере шесть категорий таких зон: трансокеанские, пересекающие океанское дно целиком или почти целиком; срединно-океанские, пересекающие срединный хребет; центральноокеанские, пересекающие лишь сводовую часть срединного хребта; односторонние, развитые лишь по одну сторону срединного хребта; в том числе фланговые, приуроченные к флангам срединного хребта, и периферийные, тяготеющие к океанским окраинам.

Представляется, что для объяснения природы разломной тектоники такого рода необходимо шире привлекать воздействие ротационного фактора, контролирующего, вероятно, в высокой степени движения глубинных масс, о чем уже говорилось выше.

Равным образом, если отказаться от механизма «горячих точек» как универсального, а связывать вулканические цепи с линейными зонами проницаемости, то и в данном случае необходима еще очень большая работа по изучению их строения и развития.

Всегда считалось, а многие думают и поныне, что в твердой коре и верхней мантии океанов нет никаких горизонтальных движений, а соответственно и шарьяжей и ансамблей тектонического сучивания. Такие взгляды — постулат тектоники литосферных плит. Но чем глубже изучается строение кристаллических комплексов океанов, тем все больше появляется данных об их тектонической расслоенности. История этого вопроса такова. Впервые заключение о вероятном тектоническом сучивании литопластин было сделано в отношении крупных океанских поднятий с утолщенной корой северо-западной Пацифики: Шатского и Хесса [13]. Через три года оно было распространено на другие аналогичные поднятия в Тихом океане: Магеллана, Манихики, Онтонг-Джава [14]. В той же публикации было обращено внимание на аномальное в смысле последовательности залегание пород в разломных зонах Кларин и Меррей, которое объяснялось надвиговыми деформациями. В 1985 г. появилась публикация о субгоризонтальных тектонических срывах в твердой коре Атлантического океана [12]. Такие срывы фиксировались в третьем слое коры в Срединно-Атлантическом хребте, предполагались в Бразильской котловине, где близ поверхности залегают ультрамафиты, в пределах банки Горриндж и в районе Азорских островов, где бурением вскрыты тектонизированные основные и ультраосновные породы (скв. 556, 558).

Наконец, очень важная веха — обнаружение тектонической расслоенности во 2-м слое океанической коры [15]. После этого стало ясно, что тектоническим расслоением океанская кора может быть охвачена на всю мощность. Более того, это расслоение, безусловно, охватывает и подкоровую область, на что указывает близповерхностное залегание ультрабазитовых пластин.

В настоящее время новых примеров тектонической расслоенности океанских литосферных масс накопилось уже немало. В Атлантическом океане — возвышенность Сьерра-Леоне, разломы Зеленого Мыса и Долдрамс, о-в Маю в архипелаге Зеленого Мыса, район океана, расположенный к юго-востоку от Флориды. В Тихом океане — гребень Муссау. Имеются примеры также в Индийском океане [9 и др.]. В целом уже можно с определенностью говорить о проявлении тектонической расслоенности в океанской коре, как и в континентальной. Однако пока еще не выявлены закономерности пространственного распространения этого феномена в океанах и его масштабность. Поэтому проводить сравнения в этом смысле океанов между собой еще преждевременно. Но в будущем это, конечно, окажется возможным и тем самым очень существенно продвинутся геодинамические идеи, притом не только в отношении океанов, но и планеты в целом.

Может оказаться, что представления об океанских шарьяжах не всегда коррелируют с данными ГСЗ о строении и мощности земной коры. По этому поводу надо заметить, что в крупных позитивных структурах с утолщенной корой метод ГСЗ, как видно, не может выявить свойственное им внутреннее чешуйчатое строение. В то же время мощности их симатической коры, местами доходящие до 40 км, не только допускают, но и заставляют предполагать существование здесь шарьяжной структуры. Сомнения могут касаться абиссальных котловин. Однако если не пользоваться усредненными данными, полученными статистикой, а обратиться к конкретным сведениям об изменчивости мощностей и сейсмических скоростей, то и в этом случае допустить тектоническое сучивание вполне возможно. Эту изменчивость иллюстрируют примеры, относящиеся к Северной Пацифике или Южной Атлантике [4]. Очень наглядны карты изменения мощностей третьего и второго слоев коры, составленные для возвышенности Шатского

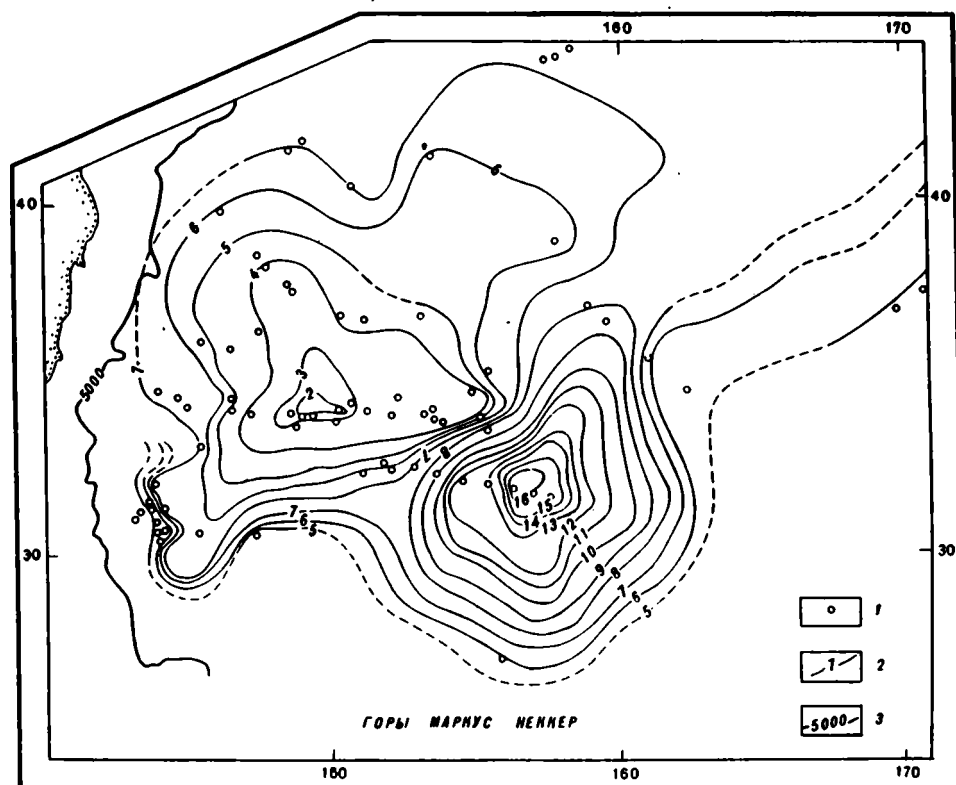


Рис. 5. Картограмма распределения мощности третьего слоя для Северо-Западной котловины (см. рис. 1)

1 — донные станции и радиобуи; 2 — изопахиты, км; 3 — изобата 5000 м [3]

и большого района, расположенного к западу и северо-западу от нее (рис. 5). На них видны локальные раздувы или, наоборот, сокращения мощностей, а также характер переходов между ними, обычно нерезкий. Амплитуды колебаний — километровые. Если общая мощность коры в северо-западной части региона 7—8 км, то между поднятием Шатского и Идзу-Бонинским желобом она составляет лишь 4 км. То же наблюдается и в районе Бермудского поднятия. В его пределах мощность коры 8 км, а в Бермудской впадине — 4.

Подобные данные дают основание и в случае абиссальных впадин предполагать существование процессов латерального тектонического перемещения литопластин.

Выше говорилось, что еще преждевременно сравнивать между собой в этом плане Атлантический и Тихий океаны. Но кое-какие особенности строения коры в них начинают выясняться. Так, даже если ориентироваться на осредненные сейсмические модели, то оказывается, что в котловинах Атлантики по сравнению с Тихим океаном наблюдаются немного пониженные значения средних сейсмических параметров коры и верхов мантии, при этом в котловинах Тихого океана наблюдаются наибольшие по сравнению с Атлантикой и Индийским океаном вариации мощности третьего слоя [4].

III

Следующий важный пункт сравнения тектоники двух океанов касается Срединно-Атлантического хребта и Восточно-Тихоокеанского поднятия. Здесь имеются существенные различия.

Некоторое сходство с Атлантикой в смысле общего структурного плана, как уже отмечалось, имеется лишь на юго-востоке Тихого океана, где осевая линия срединного хребта близка медиане. Вся остальная часть поднятия смещена на восток, придавая структуре дна Пацифики резкую асимметрию. Вдобавок это поднятие изогнуто в том же восточном направлении. Здесь уже в который раз приходится допускать влияние вращения Земли на структурообразование. Протяженность Восточно-Тихоокеанского поднятия сопоставима с длиной Срединно-Атлантического хребта, но его конфигурация в плане иная — контуры фланговых частей, особенно на центральном отрезке, не имеют правильной формы, расплывчаты. Скорее всего это объясняется локальными отличными скорости спрединга при ее общих высоких значениях.

Имеется несколько моделей строения и геодинамики спрединговых хребтов Атлантики и Тихого океана. Весьма наглядными представляются модели, предложенные в работе [5].

Зоны влияния спрединговых процессов охватывают ограниченные площади океанского дна, более или менее значительные. Задача состоит в том, чтобы локализовать эти площади в пространстве. Сделать это сложно из-за нелинейности процесса релаксации латерального движения глубинных масс, в частности наложения вертикальных движений коры. В силу этого фланги срединных хребтов можно наметить лишь приблизительно. Западный фланг Восточно-Тихоокеанского поднятия особенно неопределен, что видно по очень извилистому контуру изобаты 4000 м.

Ширина западного крыла поднятия варьирует в широких пределах: порядка 500 км на 5° ю. ш., до 2000 км на 15° ю. ш. Восточный фланг несколько более четок, но по изобате 3800 м. Ширина восточного крыла Восточно-Тихоокеанского поднятия 300—800 км. За его пределами лежат глубоководные котловины (Перуанская, Наска, Чилийская), не имеющие связи с формированием Восточно-Тихоокеанского поднятия, что подчеркивается разделяющими их обособленными поперечными поднятиями: Южно-Чилийским и Наска.

Ширина крыльев Срединно-Атлантического хребта более постоянна. По той же изобате 4000 м в Северной Атлантике она составляет обычно 400 км; далее простираются глубоководные котловины. В Южной Атлантике ширина крыльев вдвое или даже втрое больше. Периферическое пространство занимают глубоководные впадины, имеющие малое отношение к развитию срединного хребта.

Из других морфологических особенностей обратим внимание на отсутствие рифтовой долины в Восточно-Тихоокеанском поднятии и, наоборот, почти повсеместное ее наличие в Срединно-Атлантическом хребте, а также на разницу в характере сегментации хребтов [7].

Сказанного достаточно, чтобы констатировать особенности строения срединных хребтов в обоих случаях. Корреляция между морфологическими особенностями и скоростями спрединга (в Восточно-Тихоокеанском поднятии она практически на порядок выше, чем в Срединно-Атлантическом хребте) позволяет говорить о различии в геодинамических режимах, т. е. в конце концов в мантийных процессах. Последние, в свою очередь, определяются тем, что в образовании Атлантики сыграл роль распад Пангеи и раздвиг ее составных частей, а в случае Пацифики срединный хребет образовался вследствие длительного процесса саморазвития океанской литосферы.

Существенную структурную черту обоих океанов, приковывающую к себе большое внимание, составляют тектонические и вулканотектонические поднятия с утолщенной корой.

В Тихом океане основные из них находятся в его центральных областях, далеко за пределами Восточно-Тихоокеанского поднятия. К их числу принадлежат такие крупные формы, как поднятия Шатского, Хесса, Манихики, Онтонг-Джава, Туамоту, а также менее значительное — Магеллана. Как отмечалось, все они образовались в результате тектонического сгущивания океанической коры, хотя дискуссия об их природе нельзя считать законченной. Отдельные геологи еще

склоняются к тому, что это микроконтиненты. В то же время, как упоминалось, именно эти структуры послужили отправной точкой для формирования представлений о тектонической расчлененности океанской литосферы.

Важный аргумент в пользу океанской природы названных поднятий — выявление их аналогов в Атлантике. Таковым принадлежат поднятия Зеленого Мыса, Сьерра-Леоне, Бермудское (хотя кора здесь еще недостаточно мощная) и, несомненно, Канарское [18]. Как и предыдущие, они не имеют никакой связи с развитием срединного хребта, находясь в периферических частях океана.

Чтобы яснее был тип этих структур, приведем о них некоторые данные. Их размеры варьируют от многих сотен километров и иногда даже более тысячи (Шатского, Онтонг-Джава, Зеленого Мыса, Бермудское) до первых сотен километров (Магеллана). Форма — изометричная, округлая или неправильная. Поднятия несут на себе вулканические горы, иногда выступающие из воды. Толщина коры изменяется от 40 км (Туамоту, Онтонг-Джава) до 8 км (Бермудское поднятие). Время образования различное, но почти всегда оно укладывается в интервал конец юры — меловой период. Бермудское поднятие, однако, более молодое, возможно эоценовое.

Этот тип позитивных структур общий для обоих океанов. Другие типы отличны. В Атлантике широко распространены крупные краевые поднятия с континентальной или субконтинентальной корой. К их числу принадлежат, например, Фолклендское, Сан-Паулу, Демерера, Блейк, Ньюфаундлендское плато, а по другую сторону океана — Гвинейское. Аналоги подобных структур в Пацифике отсутствуют. Для будущих геодинамических построений можно отметить, что в подавляющем количестве такие поднятия располагаются на западе Атлантического океана, тогда как поднятия предыдущего типа — на востоке.

Большое различие наблюдается в характере и степени распространения крупных линейных вулканотектонических структур. В Атлантике этому типу принадлежат единичные элементы, такие, как хребты Китовый³, Капский, Барракуда, Сеара, возможно, Риу-Гранди и некоторые другие, менее значительные. Наоборот, для Тихого океана, особенно западной его половины, распространение вулканотектонических поднятий чрезвычайно характерно. В Атлантическом океане они расположены по окраинам; в Тихом океане — в основном в его центральных областях. Иными словами, и в тектономагматическом развитии наблюдается весьма существенное отличие между двумя океанами.

IV

Остановимся на некоторых тектонических корреляциях. При этом автор воспользуется многими литературными источниками, которые, однако, нет возможности здесь привести⁴.

Отметим, что к настоящему времени накопилось уже немало данных о хронологии тектонических событий в пределах ложа Тихого и Атлантического океанов, что и позволяет их сопоставить. Но сделать это можно лишь начиная со второй половины юры.

Конец ранней юры — средняя юра были временем раскрытия Центральной Атлантики. В Тихоокеанской области ничего существенного в это время не отмечается. Насыщено тектоническими событиями время, охватывающее конец юры — начало мела. 130 млн. лет назад началось раскрытие Южной Атлантики. В Тихом океане с этой эпохой связано образование поднятий Шатского и Магеллана, формирование вулканотектонических цепей Маркус — Уэйк и Мид-пацифик. Мощный тектогенез происходил в это время в обрамлении Тихого океана, в частности в Северной Америке он создал невадиды. Значительные

³ Его восточный сегмент лишен вулканизма.

⁴ Частично см. Пушаровский Ю. М., Меланхолина Е. Н. Тектоническое развитие Земли. Тихий океан и его обрамление. М.: Наука. В печати.

движения отмечаются в Корякском нагорье, Сихотэ-Алине, Японии, Восточном Китае, Новой Зеландии. Заметим, что явственной причинной взаимосвязи между тектоническими процессами на юге Атлантики и в Тихоокеанской области не обнаруживается, хотя хронологические параллели имеются.

Еще более тектонически активным оказалось апт-альбское время (включая места сеноман). В эту среднемеловую эпоху произошло полное отделение Южной Америки от Африки и активно начали развиваться океанические тропи между Европой и Северной Америкой. Обособились поднятия Зеленого Мыса, блок Сан-Паулу, а также некоторые другие структуры. В Тихом океане возникли поднятия Онтонг-Джава, Хесса, Манихики, ряд подводных гор. В обрамлении Пацифики тектогенез мощно проявился в Андах и местами на востоке Азии, где, однако, главным событием было становление огромного окраинно-материкового вулканоплутонического пояса, зафиксировавшего восточный край Азиатского континента. Как можно видеть, это была мощная и весьма значимая эпоха тектогенеза на планете, проявившегося в разных формах; океанообразование, дальнейшее усложнение структурного плана океанского дна, оформление материкового блока Азии, орогенез в пределах Анд.

Ряд частных событий отмечается для сантона и кампана. Это оформление Гренландии примерно в ее современном виде и моря Лабрадор, локальное структурообразование в юго-западной Пацифике, движения на Дальнем Востоке (Сихотэ-Алинь, Япония, Корякия, Камчатка), а также местами в Андах.

Самое крупное структурообразование относится к маастрихт-палеоценовому времени. С ним связано распространение Атлантики на север, вплоть до Северного Ледовитого океана, где ее продолжение образует Евразийский бассейн. Происходит формирование современного структурного плана востока Южной и отчасти Центральной Атлантики (впадины и разделяющие их позитивные формы). Формируются Восточно-Тихоокеанское поднятие и система разломов-гигантов. Структурообразующие процессы выражены в пределах всего Тихоокеанского кольца. Именно эти движения (условно 65 млн. лет назад) определили основные черты современного структурного облика и Атлантического океана, и Тихоокеанской области. Если суммировать охваченную ими общую площадь, то она составит 60% площади планеты. Таким образом, это глобальная эпоха тектогенеза. Движения происходили и после нее и продолжают ныне, все более усложняя строение регионов. Выделяются эоценовые и особенно миоценовые события, когда сформировались многие вулканические хребты в Тихом океане, спрединговая зона Хуан-де-Фука, структуры Восточной Пацифики, многие вулканические пояса обрамления и т. д. В Атлантике — образование срединного хребта в его современном виде, массива Исландии, поднятий Риу-Гранди, Бермудского, Канарского и некоторых других.

Из всего сказанного следует, что коррелировать тектонические события Тихоокеанского и Атлантического регионов можно, притом крупнейшие из них в общем синхронны. Они отмечают среднемеловой, маастрихт-палеоценовой и миоценовой эпохам. Наиболее распространенными оказываются тектонические события маастрихт-палеоценового времени. Их, видимо, следует ставить в связь с катаклизмом, охватившим Землю в данную эпоху и вызванным внешней причиной экстраординарного характера.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Обобщая изложенные данные, можно констатировать, что Тихий и Атлантический океаны различаются как метрическими параметрами, так и строением и историей тектонического развития. Главное в структурном развитии Атлантики — прогрессивное расширение океана и распространение его в продольном направлении. Наоборот, площадь Тихого океана постепенно сокращалась, что происходило за счет формирования на его окраинах систем островных дуг, с одной стороны,

движения на запад Южной и Северной Америки — с другой и движения на север Австралии — с третьей.

В отношении структурообразования в обоих случаях основным было формирование срединных хребтов и поперечных разломных систем. Происходили также процессы тектонического расслоения литосферы и погружения океанского дна. Однако, хотя все названные процессы и являются общими для обоих океанов, соотношения между ними и структурные следствия оказались различными. Срединно-Атлантический хребет и Восточно-Тихоокеанское поднятие отличны по структуре и геодинамическим чертам. Разломная тектоника каждого из океанов также весьма специфична. Она, кстати, существенно различается и в крупных областях Тихого океана как такового, в отличие от Атлантики, где между разломными системами имеется много общего. Ведущим механизмом погружения океанского дна, если не считать спредингового механизма, в Атлантике было обрушение, а в Тихом океане — оседание. Что касается тектонического расслоения литосферы, то для сравнения океанов в этом плане необходимо еще накапливать фактические сведения.

Очень большое различие между океанами существует в проявлении тектономагматических процессов. В Тихом океане они намного мощнее. Здесь ими образована грандиозная сетка подводных вулканических цепей, маркирующих огромные (тысячи километров) разнонаправленные зоны проницаемости коры и мантии.

Главная причина всех упомянутых различий кроется в разном происхождении океанов.

Атлантический океан — новообразованный, обязанный своим формированием раскалыванию континентальных масс и их раздвигу на большие расстояния. Тихий океан — очень древний симатический сегмент Земли. По крайней мере не существует никаких указаний на то, что на его месте когда-либо существовали ныне погружившиеся, либо расколотые и раздвинувшиеся сиалические массы.

Еще в 1972 г. [10] автор пришел к заключению, что глубинные недра Тихого океана обладают повышенной энергетикой. Такой вывод с годами находит все большее подтверждение. Важной вехой в этом смысле было открытие разницы в скоростях спрединга в Пацифике и в Атлантике, которая, как известно, в Восточно-Тихоокеанском поднятии в несколько раз выше, чем в Срединно-Атлантическом хребте.

Другая веха — это обнаружение при помощи сейсмической томографии под Тихим океаном устойчивой на разных уровнях, вплоть до глубины 2750 км, области пониженных скоростей сейсмических волн, свидетельствующих о уплотнении здесь глубинного вещества [21].

Очень яркую специфику состояния недр в области Тихого океана, и притом проявляющуюся в течение длительного времени (160 млн. лет), отражает обилие подводных вулканических гор. Число их (около 12 000 [20]) не идет ни в какое сравнение с количеством гор в Атлантике, причем особенно это касается западной половины океана. Некоторое подобие в распространении гор наблюдается лишь в южной области Восточно-Тихоокеанского поднятия, что не случайно. Очевидно, что западная Пацифика не имеет никакого отношения к развитию Мировой спрединговой системы. В работе [6] показаны закономерности распространения подводных гор высотой более 1 км в Тихом океане. Общее число таких гор 3348. Сделан вывод, что 10% мощности 2-го слоя земной коры Тихого океана составляют вулканы подводных гор.

В связи с данными о различиях в магматизме и вообще в истории развития Тихого и Атлантического океанов интересно отметить идентичность моделей строения земной коры их глубоководных котловин, выявленную в результате статистического осреднения данных ГСЗ [8]. Речь идет о мощности слоев коры и сейсмических скоростях. Но к этому надо подходить именно как к осредненным данным. Перейти от данных ГСЗ к вещественному составу и внутренней тектонической структуре, как выясняется, фактически невозможно. Поэтому к

проблеме вещественной гетерогенности или гомогенности мантии данные ГСЗ имеют лишь косвенное отношение. Тем не менее в указанной идентичности просвечивает удивительный парадокс: история океанов разная, морфологический облик весьма несхожий, а мощность коры во впадинах и ее сейсмический разрез одинаковы. Как будто этот парадокс легко объяснить с точки зрения тектоники литосферных плит. Но ведь и под древними платформами континентов, где в строении коры участвует гранитно-метаморфический слой, мощность коры, если ее осреднить, тоже окажется практически идентичной. Если идти дальше, то в конце концов встанет вопрос: почему под абиссальными котловинами кора имеет мощность именно несколько километров? Почему она, например, не в 10 или 5 раз больше? Такой вопрос ведет к другому: почему мощность верхней мантии 600 км или почему радиус ядра 3478 км? Ответ на все эти вопросы может быть лишь самым общим. Все эти параметры определяются современной стадией развития планеты как космического тела. Необходимо, однако, иметь в виду, что когда раздел Мохоровичича и верхи мантии будут изучены прямыми методами, например бурением, представления о верхних геосферах могут измениться. Этому учит опыт Кольской и Саатлинской сверхглубоких скважин, показавших большую ошибочность представлений о глубинном строении и того, и другого районов, существовавших до их проходки.

Общее заключение таково, что геодинамические условия в Атлантике и на большей части Тихого океана очень различны. Корни этих различий, по-видимому, очень глубоки. Они свидетельствуют о специфическом состоянии мантии под Тихим океаном, прослеживающемся практически до ядра. Автор полагает, что в отличие от молодого Атлантического океана Тихий океан сформировался в очень древнее геологическое время, наследуя, вероятно, первичную неоднородность в строении планеты.

Список литературы

1. Атлас океанов. Термины, понятия, справочные таблицы. М.: М-во обороны СССР, ВМФ, 1980. 156 с.
2. Васильев Б. И., Говоров И. Н., Кулинич Р. Г. и др. Особенности магматизма зоны сочленения Императорского и Гавайского хребтов//Геология океанов и морей: Тезисы докладов 9-й школы морской геологии. Т. 2. М.: ИО АН СССР им. П. П. Ширшова, 1990. С. 159—160.
3. География Мирового океана: Атлантический океан/Ред. Корт В. Г., Сальников С. С. Л.: Наука, 1984. 590 с.
4. Геофизические поля и строение дна океанских котловин/Отв. ред. Непрочнов Ю. П. М.: Наука, 1990. 221 с.
5. Лобковский Л. И. Геодинамика зон спрединга, субдукции и двухъярусная тектоника плит. М.: Наука, 1988. 253 с.
6. Марова Н. А. Закономерности размещения подводных вулканов ложа Тихого океана. М.: Ин-т океанологии АН СССР им. П. П. Ширшова, 1989. 10 с.
7. Мирлин Е. Г., Синева Е. М. Зональность сегментации срединно-океанических хребтов и ее геодинамическое значение//Докл. АН СССР. 1990. Т. 313. № 3. С. 665—670.
8. Непрочнов Ю. П., Кузьмин П. Н. Неоднородность строения океанской коры по сейсмическим данным//Тектоника и магматизм океана. М.: Наука, 1990. С. 10—27.
9. Пишпенко А. И., Сивуха Н. М. Геологическое строение и геодинамика Западно-Австралийской котловины//Геотектоника. 1991. № 1. С. 109—123.
10. Пуцаровский Ю. М. Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли. М.: Наука, 1972. 222 с.
11. Пуцаровский Ю. М. Формационные категории океанов и морей//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1985. № 7. С. 3—8.
12. Пуцаровский Ю. М., Ельников Н. И., Перфильев А. С. Новые данные о глубинном строении Срединно-Атлантического хребта (20° ю. ш.)//Геотектоника, 1985. № 5. С. 5—13.
13. Пуцаровский Ю. М., Меланхолина Е. Н. Тектоника Северо-Запада Тихого океана//Геотектоника. 1981. № 1. С. 5—18.
14. Пуцаровский Ю. М., Меланхолина Е. Н., Савельева Г. Н., Разницын Ю. Н. Тектоника Центральной области Тихого океана//Геотектоника. 1984. № 2. С. 3—22.
15. Разницын Ю. Н., Трофимов В. В. Тектоническое ссучивание океанической коры в зоне разлома Зеленого Мыса (Центральная Атлантика)//Геотектоника. 1989. № 2. С. 45—56.
16. Строение зоны разлома Долдрамс (Центральная Атлантика). М.: Наука, 1991. 224 с.
17. Строение зоны разлома Зеленого Мыса (Центральная Атлантика). М.: Наука, 1989. 197 с.

18. Тектоника и магматизм островов Зеленого Мыса. М.: Наука, 1990. 248 с.
19. Тихий океан/Ред. Леонтьев О. К. М.: Мысль, 1982. 318 с.
20. *Batiza R.* Abundances distribution and sizes of volcanoes in the Pacific Ocean and implications for the origin of nonspot volcanoes//*Earth and Planet. Sci. Lett.* 1982. V. 60. № 2. P. 195—206.
21. *Dziewonski A. M., Woodhouse J. H.* Three-dimensional earth structure and mantle convection//*Abstracts. V. 1. 28 Intern. Geol. Congress. Wash., 1989.* P. 427—428.
22. Plate-Tectonic Map of the Circum-Pacific Region. Sc. 1 : 20 000 000. Tulsa, Oklahoma. U. S. A. The American Association of Petroleum Geologists. 1982.

Геологический институт РАН,
Москва, 109017

Поступила в редакцию 23.IX.1991

УДК 551.14

© 1992 г. СОКОЛОВА Ю. Ф., МИРОНОВА Н. А.

РЕОЛОГИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ ПО ДАННЫМ СРАВНИТЕЛЬНОГО ИССЛЕДОВАНИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ И КОРОВЫХ КСЕНОЛИТОВ

В глубинных этажах коры выделяются зоны повышенной подвижности, текучести вещества — внутрикоровые волноводы. Существование таких зон предполагается на основании структурно-петрологических исследований древних метаморфических комплексов Байкальской рифтовой зоны. В корнях вязких разломов за счет сдвиговой деформации происходит процесс дилатансии, ведущий к насыщению вещества флюидами (в том числе гранитизирующими) и приводящий среду в двухфазное текучее состояние. По данным исследования глубинных коровых ксенолитов, вынесенных кайнозойскими базальтами (Байкальская рифтовая зона, Северная Монголия), обнаружен процесс частичного плавления, связанный с межзерновыми сдвиговыми деформациями. Этот процесс также приводит вещество нижних этажей континентальной коры тектонически активных областей в двухфазное (кристаллы в пленке расплава) подвижное, текучее состояние. Удаётся наметить некоторые характеристики границ, отделяющие такие этажи: температурную ($T \sim 0,5 T^*$ плавления) и барометрическую (сопоставимость величин $P_{лит}$ и $\Delta P_{сдв}$).

Sokolova Yu. F., Mironova N. A. Rheological model of continental crust. *Geotectonics*. 1992. № 3. Zones of increased mobility, substance fluidity — intracrustal waveguides — are identified in deep horizons of the crust. The existence of such zones is indicated by structural-petrological research of ancient metamorphic complexes in the Baikal rift zone. The dilatancy process going on in the roots of tension faults due to shifting deformations, leads to the substance saturation with fluids (granitizing ones as well) and to the environment transformation into a two-phase fluid state. The evidence obtained from investigation of deep crustal xenoliths, exposed by Cenozoic basalts (Baikal rift zones, Northern Mongolia) has made possible to reveal the process of partial melting connected with inter-grain shift deformations. This process also brings the substance of the continental crust lower horizons in tectonically active areas, to the two-phase (crystals being found in the melting film) mobile fluid state. One can distinguish certain boundary features separating such stages: temperature ($T \sim 0,5 T^*$ of fusion) and barometric (comparability of P_{lit} and ΔP_{shift} values).

Информацию о глубинных частях земной коры несут: 1) метаморфические комплексы, выведенные на поверхность обычным «медленным» путем и испытавшие в свое время структурно-метаморфические изменения на соответствующих глубинах, и 2) коровые ксенолиты — «быстро» вынесенные на поверхность молодыми базальтами небольшие объемы вещества, слагающего глубины земной коры.

Последние 10 лет при рассмотрении строения континентальной земной коры пользуются трехслойной моделью Н. И. Павленковой [11, 19]. Согласно этой модели, в средней части континентальной коры большинства регионов выделяется слой пониженных значений сейсмических скоростей — внутрикоровый волновод. С учетом магнитных данных и электропроводности доказано наличие в средней — нижней коре зон пониженных сейсмических скоростей, повышенной электропроводности и повышенной намагниченности. В общем случае, не вдаваясь в детали тектонического

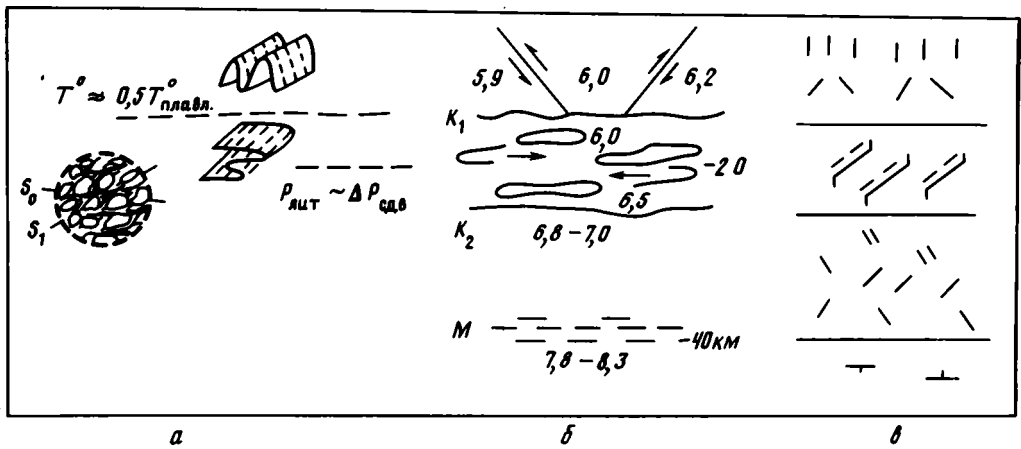


Рис. 1. Реологическая модель земной коры: а — по структурно-метаморфическим данным (в круге показано состояние вещества — кристаллы в пленке расплава или флюида), б — по сейсмическим данным [11], в — механическая модель [9]

районирования, в консолидированной коре такие зоны располагаются в средней — нижней части трехслойной коры. В тектонически активных структурах типа континентальных рифтов внутрикоровые волноводы приурочены к нижней половине двухслойной коры. Так, по данным Е. Н. Алтухова и С. Ю. Гершаника [1], под Байкальской рифтовой зоной находятся два волновода: на глубинах 10—16 км верхний и 21—26 км нижний.

Изучение метаморфических комплексов разных регионов, в частности Западного Прибайкалья, привело нас к выводу, что в тектонически активных областях в метаморфической части континентальной коры выделяются по крайней мере два существенно отличающиеся по реологическому поведению слоя [13] (рис. 1). 1. Верхний — хрупкопластичный, где развивается складчатость продольного вертикального расплющивания [6], минеральная линейность, перпендикулярная шарнирам складок, метаморфизм зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций, проявляется межслоевая неоднородность (внутри слоя вещество считается однородным), сдвиговая деформация выражается преимущественно зонами катаклаза по границам блоков, в микромасштабе деформация осуществляется главным образом за счет межзерновой диффузии (при низких скоростях деформации и низких температурах) или с помощью механизма ползучести дислокаций (при более высоких скоростях деформации и температуре) (рис. 2). 2. В нижележащем вязкопластичном слое метаморфической континентальной коры тектонически активных зон развивается складчатость продольного горизонтального расплющивания и параллельная шарнирам складок минеральная линейность, метаморфизм амфиболитовой и гранулитовой фаций, а также гранитизация, начинает сказываться внутрислоевая неоднородность (горная порода аналогична здесь телам-композитам), сдвиговая деформация становится более «проникающей», действует на зерновом и внутризерновом уровне, в микромасштабе деформация осуществляется за счет внутризерновой диффузии (при низких скоростях деформации и более низких значениях касательных напряжений) или путем скольжения дислокаций (при высоких скоростях деформации и (или) больших касательных напряжениях) (см. рис. 2). Выделенные слои названы нами [13] структурно-метаморфическими этажами.

Реологическое состояние вещества глубинных частей земной коры зависит от многих переменных: температуры, литостатического давления и сдвиговой добавки к нему и соотношения этих величин, от скорости деформации, размера зерен и однородности их размеров, от наличия флюида и некоторых других факторов. Все эти параметры связаны между собой своими соотношениями. Однако уже сейчас сопо-

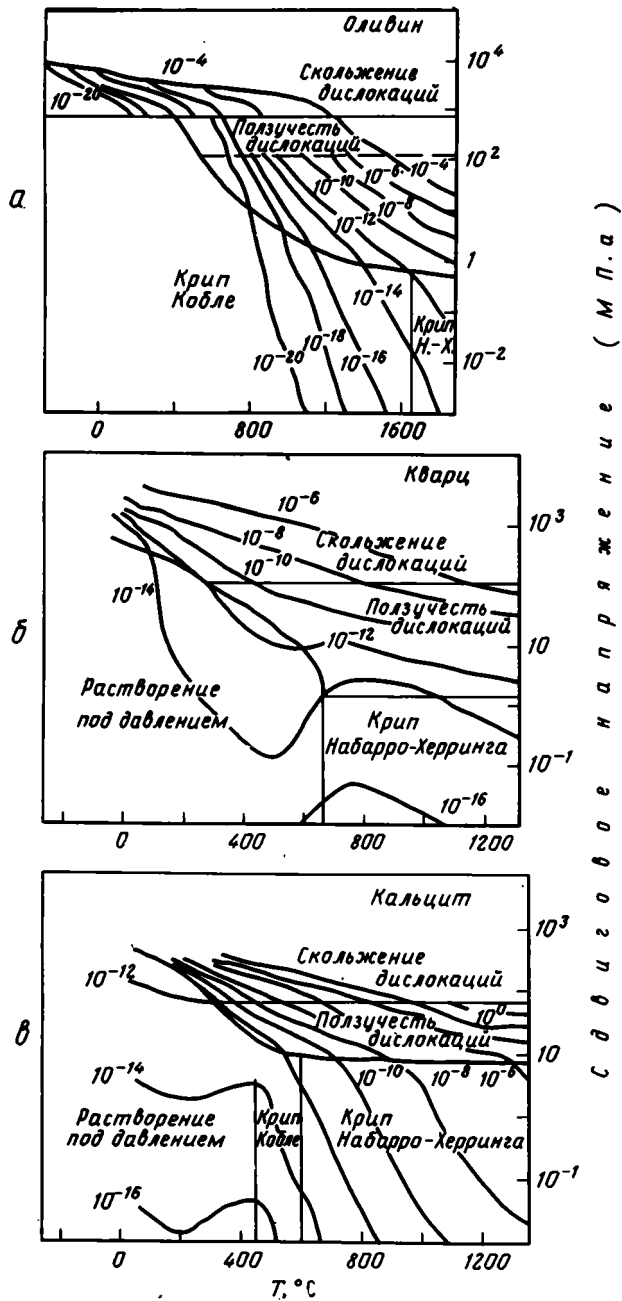


Рис. 2. Механизмы деформации микроуровня: а — оливина [18], б — кварца и в — кальцита [16]

ставляя структурно-метаморфические данные разного масштаба (от блоков земной коры, складок до ориентированных зерен минералов), механические модели и экспериментальные карты деформации отдельных минералов (оливина, кварца, кальцита) [16, 21], можно определить некоторые параметры, характеризующие границу, разделяющую упомянутые выше структурно-метаморфические этажи тектонически активных зон континентальной земной коры. Один из параметров — температура $T^* \approx 0,5 T^*$ плавления. Второй — сочетание литостатического давления и сдви-

говой добавки к нему за счет межзерновых сдвиговых деформаций, т. е. неравномерность распределения давления, сопоставимость $P_{лит}$ и $\Delta P_{сдв}$. Известно, что сдвиговая деформация (в широком механическом смысле, а не «сдвиги» в геологическом смысле как разновидность разлома с горизонтальным смещением и вертикальным сместителем) проявляется вдоль любого разлома, причем в верхних частях коры она выражается зонами катаклаза, а с глубиной охватывает более широкие зоны, становясь «проникающей», и действует на межзерновом и внутризерновом уровне [7, 8]. Сдвиговая добавка к литостатическому давлению на разных глубинах в сочетании со скоростями деформации, термическими условиями и составом породы приводит к следующим реологическим последствиям. 1). В случае быстрых деформаций и относительно невысоких температур межзерновые сдвиговые деформации обуславливают дилатансию (микротрещиноватость за счет переупаковки минеральных зерен [9]), которая облегчает проникновение флюидов, в том числе гранизирующих, и приводит в конечном счете к образованию разномасштабных структур гранитогнейсовой тектоники (от мигматитов до куполов) [14]. 2). В случае низких и средних скоростей деформации и умеренно высоких температур межзерновые сдвиговые деформации смещают метаморфические реакции, образуя среди полей метаморфизма $P_{лит}$, T^* уровня участки метаморфических ассоциаций ($P_{лит} + \Delta P_{сдв}$), T^* уровня [7, 8]. 3). В условиях сильного прогрева и, видимо, достаточно высоких скоростей деформации межзерновое скольжение приводит к процессу частичного плавления — образованию пленок расплава, окружающих минеральные зерна, превращая глубинное коровое вещество в двухфазную среду (твердые кристаллы в пленке жидкого расплава). По мнению механиков [3], такая среда чрезвычайно пластична и подвижна.

Конкретные проявления сдвиговых деформаций со всеми вытекающими геологическими, механическими, тектоническими, петрографическими и реологическими последствиями были изучены при детальном структурном исследовании метаморфических комплексов Байкальской рифтовой зоны, а также нижнекоровых ксенолитов из молодых базальтов на территории этой зоны и ее продолжения в Северной Монголии. На территории Западного Прибайкалья, в области развития ольхонского

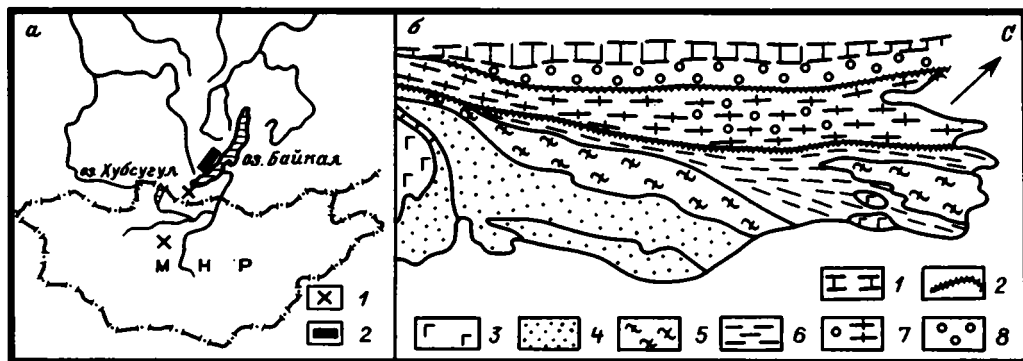


Рис. 3. Схема расположения изученных районов (а) и геологическая схема Приольхонья (б)
 Для а: 1 — места нахождения коровых ксенолитов из кайнозойских базальтов Байкальской рифтовой зоны (Хамар-Дабан) и Северной Монголии (Центральный Хангай); 2 — метаморфический ольхонский комплекс Западного Прибайкалья (Приольхонье). Для б: 1 — бластомилониты Приморского разлома; 2 — зоны вязких разломов; 3 — габброиды; 4 — метаморфические сланцы эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма; 5 — гнейсы, гранитогнейсы, мигматиты; 6 — метаморфические сланцы амфиболитовой фации; 7 — мигматиты, гранитогнейсы с линзами гранулитов; 8 — гранулитовый комплекс

метаморфического комплекса, были закартированы и изучены зоны вязких разломов и разномасштабные структуры гранитогнейсовой тектоники (от мигматитов до куполов [12, 17]) (рис. 3). Зоны вязких разломов являются, в сущности, выведенными на поверхность некогда глубинными зонами — корнями разломов. Межзерновые сдви-

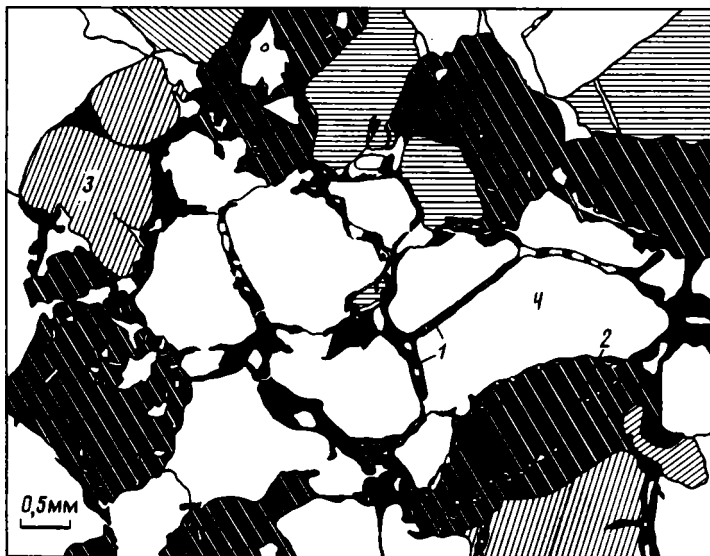


Рис. 4. Частичное плавление габбродиорита

1 — пленочное стекло; 2 — обособление темно-бурых лучистых агрегатов; 3 — клинопироксен; 4 — плагиоклаз

говые деформации в корнях разломов вызывают процесс дилатансии [10], который приводит к увеличению проницаемости за счет процесса микротрещиноватости. Гранитизирующие флюиды, активно воздействуя на метаморфизованные комплексы, приводят к развитию разномасштабных структур гранитогнейсовой тектоники, различные глубинные срезы которых и наблюдаются в изученном районе Западного Прибайкалья.

При изучении метаморфизма ольхонской серии Западного Прибайкалья выяснилось, что среди поля развития пород амфиболитовой фации встречаются отдельные линзы, обособления пород, метаморфизованных в гранулитовой фации. Наличие в этой зоне многочисленных параллельных простираению слоев разломов позволяет предполагать связь повышения степени метаморфизма с межзерновыми сдвиговыми деформациями, обеспечивающими добавочное давление $\Delta P_{сдв}$ [8, 14].

Процесс частичного плавления, связанный с межзерновыми сдвиговыми деформациями, был установлен при изучении коровых включений в щелочных кайнозойских базальтах хр. Хамар-Дабан Байкальской рифтовой зоны и Центрального Хангая Северной Монголии (см. рис. 3). Состав ксенолитов в этих районах несколько отличается. В Монголии (просмотрена коллекция из 70 образцов ксенолитов) они представлены в основном гранитами (40%) и диоритами (40%), а также габброидами (7%), анортозитами (6%) и пироксеновыми сланцами (7%). В Байкальской рифтовой зоне в ксенолитах (общее количество рассмотренных образцов 70) преобладают метаморфические породы — дупироксеновые сланцы (25%) и плагиогнейсы (5%), затем габбро (23%), калишпатовые породы неясного генезиса (19%), габбро-диориты (7,5%), диориты (7,5%), плагиограниты (7,5%), анортозиты (5,5%).

Есть основания предполагать, что процесс частичного плавления не связан с попаданием ксенолитов в несущий его базальтовый расплав. Об этом свидетельствуют следующие факты: 1. Нет зависимости степени плавления от близости к контакту с базальтом. 2. Не все образцы ксенолитов подплавлены. 3. Состав стекол внутри ксенолитов отличен от состава вмещающих ксенолит базальтов.

Степень плавления рассматриваемых ксенолитов различна, от первых процентов до 20—30% породы, очень редко встречаются образцы, в которых подплавлена половина породы.

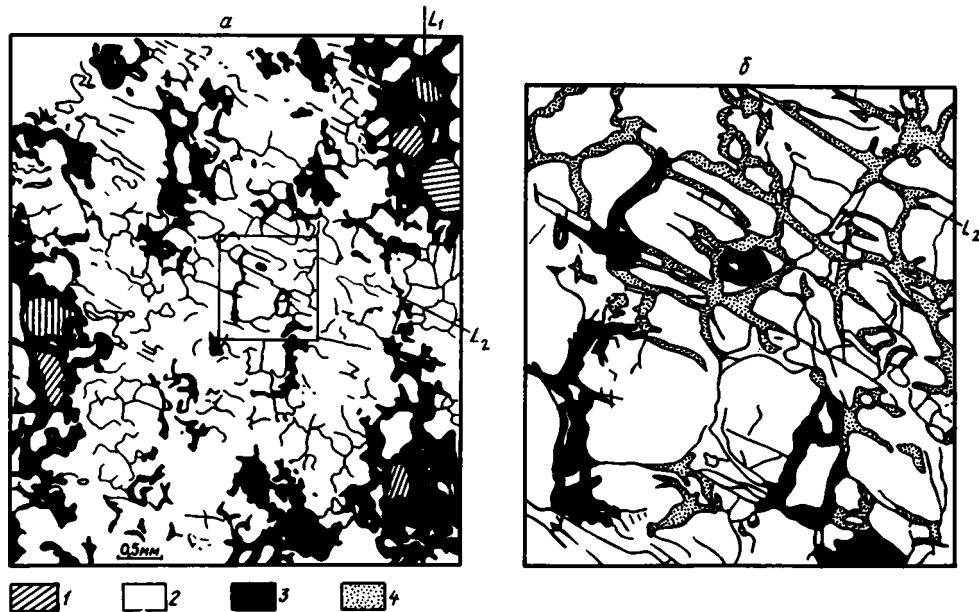


Рис. 5. Пересечение линейности оплавленного ортопироксена (L_1) с линейной ориентировкой пленочного стекла (L_2) в сланце (а) и увеличенная деталь а (б)
 1 — ортопироксен; 2 — полевые шпаты и кварц; 3 — бурое стекло; 4 — светлое стекло

Частичное плавление проявлено в виде стекла, образующего тонкие пленки по границам зерен (рис. 4), по трещинкам внутри минералов, а также слагающего небольшие участки. Иногда содержание стекла достигает 20—30%, и оно является цементом для оплавленных зерен породы. В зависимости от состава пород и минералов с ними ассоциирует прозрачное, желтое, бурое, темно-бурое, почти черное стекло. Светлые стекла характерны для кислых, средних пород и лейкократовых минералов, темные стекла — для основных пород и темноцветных минералов. В некоторых шлифах отмечается линейное расположение тонких пленок стекла по границе между зернами и внутри зерен. Причем эта пленочная текстура сечет более раннюю линейную текстуру метаморфического сланца, образованную темноцветными минералами (рис. 5).

Наряду со стеклом плавление в ксенолитах выражено небольшими межзерновыми участками, выполненными микрозернистым рудным, микролитами плаггиоклаза, клинопироксена, иногда эпидотом, шпинелью, светлым стеклом. Такие зоны раскристаллизации напоминают деформационные зоны бластокатаклаза и бластомилонитизации в метаморфических породах. Обособление агрегата идиоморфного мелкозернистого плаггиоклаза также, по-видимому, можно рассматривать как зоны последующей за подплавлением раскристаллизации расплава. Имеются обособления бурого лучистого агрегата с желтыми цветами интерференции и обособления темно-бурого до черного изотропного материала, имеющие иногда четкие грани, по-видимому, свидетельствующие или о начале подплавления, или о начале кристаллизации из расплава темноцветных минералов. На начальные стадии плавления, по-видимому, указывает наложение новообразованной лучистой структуры на раннюю гранобластовую. Иногда наблюдается сочетание всех этих форм проявления частичного плавления в одном образце, которые довольно равномерно распределены по породе.

Минералы, слагающие ксенолиты, очень заметно реагируют на плавление, причем полевые шпаты сильнее изменены, чем пироксены. П л а г и о к л а з на границе со стеклом по краю осветляется с выделением микрозернистой сыпи, иногда стекла,

появляются структуры распада, иногда наблюдается обратная зональность. В одном образце можно видеть зерна, в разной степени подвергшиеся изменению, вплоть до нацело преобразованных. Очень тонкие структуры распада бывают подчеркнуты микрозернистой сыпью, выделившейся в ниже преломляющей фазе. Плаггиоклаз часто превращен в лучистый агрегат, в щепковидные крупные кристаллы, встречаются обособления агрегата идиоморфного мелкозернистого плаггиоклаза, по-видимому, новообразованного из расплава. К л и н о п и р о к с е н на границе со стеклом гравулируется по краям, иногда замещается бурым непросвечивающим материалом, сохраняя при этом спайность, выделяется обильный рудный по трещинам спайности. Иногда в плаггиоклазе и клинопироксене встречаются наряду со стеклом такие новообразованные метаморфические низкотемпературные минералы, как голубовато-зеленый амфибол, биотит, тремолит, которые часто расположены и внутри, и по краям зерен, как бы подчеркивая пленочное плавление породы, вслед за которым, по-видимому, при снижении температуры произошло их выделение.

Структура породы очень сильно изменяется при подплавлении, иногда до неузнаваемости ее метаморфической или магматической природы, когда можно лишь обозначить основность породы по присутствию темных и светлых участков плавления. Например, в районе Байкальского рифта пятая часть ксенолитов определена как породы неясного генезиса.

Как уже отмечалось, никакой зависимости плавления ксенолита от контакта с вмещающим базальтом не наблюдается. Неравномерность этого процесса проявлена иногда лишь в образовании зон под плавления, в которых плаггиоклаз имеет лучистую структуру, а край зоны подчеркнут оторочкой-щеточкой выкристаллизовавшегося мелкозернистого пироксена. Встречается и более сложная зональность, в которой чередуются участки породы со стеклом, участки с лучистым плаггиоклазом и зоны без изменений. Разная степень плавления отмечается иногда даже в соседних зернах, в которых изменен только край зерна или часть зерна, в ряде случаев зерно нацело охвачено подплавлением.

О связи процесса частичного плавления и межзерновых сдвиговых деформаций свидетельствуют следующие факты. 1. Наличие в одном ксенолите зон с большей и меньшей степенью подплавленности: участков в «предрасплавленном» (появление лучистых агрегатов), расплавленном (участки стекла и тонкие его пленки по границам зерен, по трещинам внутри минералов) и «послерасплавленном» (участки раскристаллизации, микролиты в стекле) состоянии. Т. е. неравномерность проявления процесса подплавления наблюдается как во времени, так и в пространстве, что характерно именно для гетерогенного процесса деформации. 2. Процесс частичного плавления часто тесно связан с деформационными текстурами. Так, пленки стекла образуют линейную ориентированную текстуру, стекло нередко подчеркивает минеральную линейность в породе, сопровождает S-образные трещины внутри минеральных зерен. Участки частичной раскристаллизации стекла напоминают зоны бластокатаклаза в метаморфических породах.

Межзерновое плавление особенно ярко выражено в ксенолитах Байкальской рифтовой зоны (все исследованные ксенолиты затронуты подплавлением), в меньшей степени — в ксенолитах более тектонически спокойного Хангайского поднятия (ксенолиты здесь приурочены к грабенообразной структуре [2]) — приблизительно половина ксенолитов этого района подплавлены. Естественно предположить связь тектонической активности (и, следовательно, значительной сдвиговой добавки к литостатическому давлению) и процесса межзернового плавления, приводящего участки нижней части коры в чрезвычайно текучее, подвижное состояние.

Насколько широко распространен процесс межзернового частичного плавления, пока предположить трудно, так как сама ограниченность и случайность «опробывания» глубин коры ксенолитами накладывает определенные границы на распространение этого явления на значительные площади. Однако преимущество исследования ксенолитов состоит в том, что только ксенолиты являются реальными представителями тех глубин, откуда они вынесены, причем из-за «быстрого» и недавнего их подъема они не успели утратить тех характерных свойств, которыми обладали на

месте своего «метаморфического рождения». Метаморфические же комплексы, «медленно» выведенные на поверхность обычным путем, хотя и доступны традиционным структурно-вещественным методам исследования, но из-за длительного подъема с места своего метаморфического рождения во многом утратили глубинные черты. Однако метаморфические комплексы позволили косвенно выявить зону развития процесса дилатансии, которая так же, как зона частичного плавления, является зоной чрезвычайно текучего, пластичного поведения вещества.

Таким образом, в средней — нижней континентальной коре тектонически активных регионов (в частности, рифтовых структурах) по данным сравнительного исследования метаморфических комплексов и коровых ксенолитов установлено существование некоторых зон (линз, слоев) механически чрезвычайно подвижного, текучего состояния вещества. Ввиду множественной зависимости реологического состояния от большого числа переменных (T° , $P_{лит}$, $\Delta P_{сдв}$ и соотношения $P_{лит}$ и $\Delta P_{сдв}$, состав и размер минеральных зерен, присутствие флюида, его состав и т. д.) уместно предположить, что такие зоны не являются протяженными, не находятся строго на определенной глубине. Однако некоторые характеристики границ, отделяющих такие внутрикоровые волноводы от выше- (и, может быть, в некоторых тектонических структурах и ниже-) лежащих более механически «спокойных» этажей, можно предположить уже сейчас, на основании изложенного материала. Это температурная характеристика $T^{\circ} \approx 0,5 T_{пл}^{\circ}$ (точка, хорошо известная в механике керамики, стекла и сплавов металлов, характеризует мгновенное разжижение вещества). Вторая характеристика — вклад межзерновой сдвиговой деформации (в конечном счете тектонической активности) в общее давление на глубине (т. е. сопоставимость литостатического давления и касательного напряжения ($\sigma_1 - \sigma_3$)). Там, где эти величины сопоставимы, также происходит смена реологического состояния вещества, «работает» то неоднородность межслоевая, то (с глубиной) уже внутрислоевая, причем большую роль играет связь между минеральных зерен.

О важности величины ($\sigma_1 - \sigma_3$), т. е. в конечном счете тектонической активности, свидетельствуют также реологические профили литосферы из работы [20, рис. 6, 7], где рассмотрены «холодный» и «горячий» типы в условиях однослойного и двухслойного строения земной коры для различных по тектоническому строению зон — щитов, активизированных областей, орогенов и т. п. На кривой реологического состояния вещества литосферы в зависимости от величины ($\sigma_1 - \sigma_3$) и сопоставимости ее с глубиной, т. е. литостатическим давлением, в каждом случае наблюдается один или два (в зависимости от одно- или двухслойного строения коры) слоя — внутрикоровые волноводы — зоны повышенной подвижности, текучести вещества.

Намеченные в нашей работе характеристики границ (1) $T^{\circ} \approx 0,5 T_{пл}^{\circ}$ и (2) сопоставимость величин $P_{лит}$ и $\Delta P_{сдв}$ являются попыткой конкретизации реологии метаморфической континентальной коры. Эти характеристики, естественно, нельзя считать абсолютными, так как они могут изменяться в зависимости от скорости деформации, состава и размера минеральных зерен и некоторых других параметров. Границы внутрикоровых волноводов, естественно, нельзя считать горизонтальными и протяженными, опять-таки ввиду неоднозначности зависимости реологических свойств среды от большого количества переменных, связанных между собой соответственно определенным законам и соотношениям. Однако тенденция резкой смены реологического состояния при достижении некоторых критических точек (две из них: температурная $T^{\circ} \approx 0,5 T_{пл}^{\circ}$ и барометрическая — сопоставимость величин $P_{лит}$ и $\Delta P_{сдв}$), безусловно, существует в тектонически активных структурах типа континентальных рифтов.

По данным [1, 4, 15] в Байкальской рифтовой зоне фиксируется один-два слоя с пониженными значениями скоростей прохождения сейсмических волн и повышенной электропроводностью. Эти данные хорошо увязываются с нашими выводами об образовании внутрикоровых волноводов в тектонически активных зонах. Первый способ образования зон пониженных скоростей и повышенной электропроводности — за счет процесса межзернового плавления, в условиях прогрева при участии меж-

зерновых сдвиговых деформаций (по прямым данным исследования коровых ксенолитов из молодых кайнозойских базальтов Байкальской рифтовой зоны и Хангайского поднятия Северной Монголии). Эти данные характеризуют состояние коры во всяком случае в кайнозое, т. е. вполне сопоставимы с данными геофизики. Второй способ образования внутрикоровых волноводов — в корнях разломов при участии межзерновых сдвиговых деформаций. Наличие множества зон вязкого сдвигового течения в метаморфическом ольхонском комплексе Западного Прибайкалья Байкальской рифтовой зоны [14] позволяет связать многочисленные зоны в разной степени гранитизированных пород (образующих разнообразные структурные формы гранитогнейсовой тектоники [17]) с процессом дилатансии. Конечно, все структурно-вещественные преобразования происходили в исследованном районе Западного Прибайкалья очень давно (данные абсолютного возраста охватывают по разным источникам периоды от среднего протерозоя до ордовика). Однако на территории Байкальской рифтовой зоны и прилегающих участках Западного Прибайкалья и Байкало-Витимской горной области с докембрийских времен находилась подвижная тектоническая зона, обрамляющая Сибирскую платформу [5]. Так что, возможно, что и во время развития процессов метаморфизма и гранитизации здесь на глубине существовали зоны повышенной текучести вещества — древние внутрикоровые волноводы. Итак, зоны подвижного, текучего состояния вещества, выделяемые в нижней половине континентальной земной коры тектонически активных зон типа рифтов, объясняются изменением реологического состояния под действием межзерновых сдвиговых деформаций. Такое воздействие приводит либо к частичному плавлению, либо к насыщению микротрещиноватого субстрата флюидами. Оба этих процесса могут давать эффект внутрикоровых волноводов.

Список литературы

1. Алтухов Е. Н., Гершаник С. Ю. О геологической природе внутрикоровых волноводов юга Сибири // Докл. АН СССР. 1990. Т. 313. № 5. С. 1188—1191.
2. Геншафт Ю. С., Салтыковский А. Я. Температурные признаки эволюции рифтового режима континентов // Докл. АН СССР. 1985. Т. 283. № 5. С. 1256—1260.
3. Каракин А. В., Лобковский Л. И. Механика раздвижения океанской литосферы // Итоги науки и техники. Сер. Мех. деформ. твердого тела. М.: ВИНТИ, 1984. С. 63—151.
4. Крылов С. В., Мишенькин Б. П., Брыскин А. В. Глубинное строение зоны Байкальского рифта по данным многоволновых сейсмических исследований. Геодинамика внутриконтинентальных областей. Новосибирск: Наука, 1990. С. 162—169.
5. Милановский Е. Е. Континентальные рифты. М.: Мир, 1981. 476 с.
6. Милеев В. С. Кинематические условия формирования глубинной складчатости и тектоника протерозойского Майтубинского антиклинария // Геология и тектоника докембрия Центрального Казахстана. М.: МГУ, 1976. С. 181—348.
7. Мясников В. П., Савельев А. А., Соколова Ю. Ф. Сдвиговые деформации при метаморфизме горных пород // Докл. АН СССР. 1987. Т. 297. № 1. С. 156—161.
8. Мясников В. П., Савельев А. А., Соколова Ю. Ф. Роль сдвиговых деформаций в метаморфизме горных пород // Структурные исследования в областях раннего докембрия. Л.: Наука, 1989. С. 68—82.
9. Николаевский В. Н. Механика геоматериалов и землетрясения // Итоги науки и техники. Сер. Мех. деформ. твердого тела. М.: ВИНТИ, 1983. Т. 15. С. 149—230.
10. Николаевский В. Н., Шаров В. И. Разломы и реологическая расслоенность земной коры // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 1985. № 1. С. 16—28.
11. Павленкова Н. И. Глубинные неоднородности Земли. Природа. 1983. № 12. С. 36—47.
12. Соколова Ю. Ф. Структурная характеристика и механизм формирования гранитогнейсовых куполов Приольхонья и о-ва Ольхон // Гранитогнейсовые купола. Иркутск: Ин-т земной коры СО АН СССР, 1983. С. 84—85.
13. Соколова Ю. Ф. Реологические критерии деления земной коры на структурно-метаморфические уровни // Экспериментальная тектоника и полевая тектонофизика. Киев: Наукова думка, 1991. С. 234—238.
14. Соколова Ю. Ф. Роль пластических сдвигов в формировании структуры метаморфических комплексов // Структурный анализ кристаллических комплексов. Тез. докл. II Всесоюз. шк. М.: Изд-во АН СССР и АН ГрССР, 1988. С. 94.
15. Тычков С. А. О термической природе внутрикорового волновода // Геология и геофизика. 1986. № 2. С. 106—110.
16. Файф У., Прайс Н., Томпсон А. Флюиды в земной коре. М.: Мир, 1981. 436 с.
17. Федоровский В. С., Соколова Ю. Ф. Тектоника Центральной гнейсово-купольной зоны Приольхонья (Западное Прибайкалье) // Геотектоника. 1986. № 5. С. 54—71.

18. *Ashby M. F., Verrall R. A.* Flow and fracture in the upper mantle//*Philosophical Transactions of the Royal Society of London. A.* 1978. V. 288. № 1350. P. 59—93.
19. *Pavlenkova N. I.* Generalized geophysical model and dynamic properties of the continental crust//*Tectonophysics.* 1979. V. 59. № 1/4. P. 381—390.
20. *Ranalli G., Murphy D. C.* Rheological stratification of the lithosphere//*Tectonophysics.* 1987. V. 132. № 4. P. 281—295.
21. *Stocker R. L., Ashby M. F.* On the rheology of the upper mantle.//*Rev. Geophys. and Space Phys.* 1973. V. 11. № 2. P. 391—426.

Институт физики Земли РАН,
Москва, 123810

Поступила в редакцию
26.III.1991

Рецензент: В. Н. Шолло

УДК 551.243

© 1992 г. КРАПИВНЕР Р. Б.

ПРОИСХОЖДЕНИЕ ПРИПОВЕРХНОСТНЫХ ДЕФОРМАЦИОННЫХ СТРУКТУР ОБЛАСТЕЙ ДИНАМИЧЕСКОГО ВЛИЯНИЯ РАЗЛОМОВ

Платформенные дислокации, формировавшиеся в обстановке латерального сжатия, охватывавшего тонкий (до 150—200 м) приповерхностный горизонт осадочного чехла, рассматриваются как вторичные структуры областей динамического влияния разломов жесткого основания, среди которых в неотектоническую эпоху преобладали разломы сдвигового типа. Обосновывается фундаментальная закономерность, в соответствии с которой вторичные разрывы со взбросовой компонентой смещения вблизи поверхности выглаживаются в сторону опущенного крыла, благодаря чему приобретают сходство с надвигами или шарьяжками. В их аллохтонах формируются более мелкие складчатые и разрывные структуры. Теоретические выводы апробируются на ряде широко известных дислокаций Восточно-Европейской платформы. Предполагается, что эти дислокации могут рассматриваться как природные модели, объясняющие происхождение некоторых крупных покровов геосинклинальных областей.

Krapivner R. B. The origin of surface deformation structures in the areas of fault dynamic influence. *Geotectonics*. 1992. № 3. Platform shifts occurred in the conditions of lateral compression affecting the thin (up to 150—200 m) surface horizon of the sedimentary cover, are regarded as secondary structures of the areas of dynamic influence of solid basement faults, among which in the neotectonic epoch strike-slip faults being predominant. The basic tendency is observed according to which secondary upthrow faults near the surface grow flattening towards the downthrown side, so becoming similar to overthrusts or nappes. Smaller fold structures and disjunctive structures are formed in their allochthones. Theoretical conclusions are illustrated by a number of well-known dislocations in the East-European platform. These dislocations may be regarded as natural models explaining the origin of certain large nappes in the geosynclinal regions.

1. ПОСТАНОВКА ПРОБЛЕМЫ

Спокойное, большей частью горизонтальное залегание слоев осадочного чехла платформ в верхней его части иногда внезапно нарушается весьма напряженными дислокациями, нередко выраженными в современном рельефе в виде системы гряд, ложбин и холмов общей протяженностью от первых до и более 100—150 км. Проблема происхождения этих экзотических деформационных структур обсуждается в специальной литературе с середины прошлого века и, несмотря на то, что количество выявленных дислоцированных зон все время растет, она еще далека от принципиального решения. Конкурируют две группы гипотез: тектонические и атектонические. Среди последних широким признанием пользуются разные модификации гляциотектонической гипотезы, в рамках которой изучались многочисленные приповерхностные дислокации осадочных пород на севере Европы и Западной Сибири. И хотя указанная концепция базируется на ряде спорных и ошибочных положений, критически проанализированных нами ранее [7], ее сторонниками была дана достаточно полная морфологическая и кинематическая характеристика рассматриваемых структур, обобщенная в классификации Э. А. Левкова [10]. Из шести выделенных этим автором морфокинематических типов приповерхностных нарушений нормального залегания слоев самостоятельное значение имеют два главных: складчато-чешуйчатые (или скибовые) и инъективные дислокации. Последние иногда также

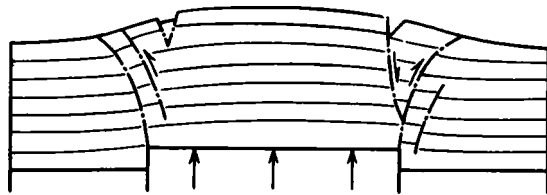


Рис. 1. Морфология и кинематика разрывов, образующихся в слоистом комплексе над боковыми гранями жесткого прямоугольного штампа [25]

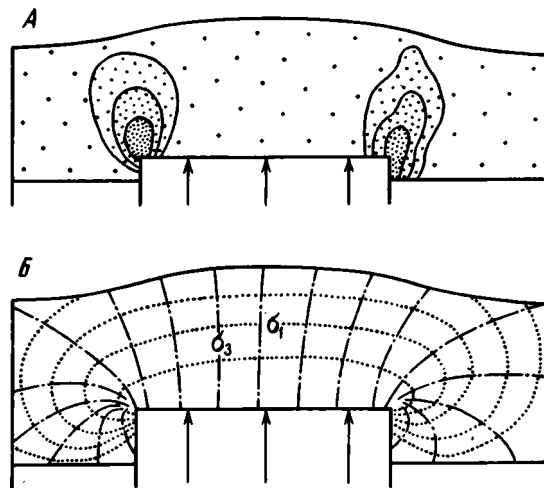


Рис. 2. Распределение напряжений в слоистом комплексе над прямоугольным штампом [4]
 А — распределение напряжений по величине, Б — траектории главных сжимающих σ_3 и растягивающих σ_1 напряжений

называются складками нагнетания [1], компрессионного течения [3] и т. п. В настоящем сообщении они не рассматриваются.

В строении скибовых дислокаций главную роль играют пояса разрывных нарушений, морфологически сходных с надвигами или шарьяжами. Амплитуда горизонтального «гляциотектонического» перекрытия вдоль этих разрывов может изменяться от нескольких до первых сотен метров. Слои внутри надвинутых чешуй (скиб) залегают субгоризонтально, наклонно или собраны в системы сильно сжатых, иногда изоклиналильных, складок амплитудой до 10—15 м. Считается, что некоторые аллохтонные блоки представляют собой фрагменты сорванных «гляциошарьяжей», потерявших связь со своими корнями. Они принимаются за ледниковые отторженцы. Интенсивность нарушений затухает вниз по разрезу, обычно мощность аллохтонного комплекса не превышает 150—200 м, под ним слои залегают спокойно (моноклиналильно или субгоризонтально), в кровле автохтона могут присутствовать лишь мелкие складки волочения.

Морфология дислокаций ясно указывает на то, что они формировались в обстановке локального латерального сжатия, охватывавшего сравнительно тонкий приповерхностный горизонт осадочного покрова и исчезающего с глубиной. Именно поэтому и получили развитие представления, связывающие происхождение скибовых дислокаций с напорной деятельностью плейстоценовых материковых льдов. Вместе с тем большинство так называемых гляциотектонических структур пространственно приурочено к зонам разломов фундамента, известным главным образом по гео-

физическим данным. Это обстоятельство признано настолько широко, что стало одним из аспектов гляциотектонической концепции, хотя конкретный механизм связи дифференцированных тектонических движений с напорной деятельностью ледников разными исследованиями понимается по-разному [8, 10, 12, 16]. Ниже будет показано, что современный уровень развития геотектоники и структурной геологии позволяет объяснить происхождение обсуждаемых приповерхностных дислокаций исключительно за счет тектонических сил без участия экзогенных факторов.

2. ТЕОРЕТИЧЕСКОЕ ОБОСНОВАНИЕ ПРЕДЛАГАЕМОЙ КОНЦЕПЦИИ

Известно, что современное напряженное состояние верхних горизонтов земной коры почти повсеместно характеризуется субгоризонтальной ориентировкой оси наибольшего сжатия [9]. В таком поле напряжений большинство образовавшихся и неоднократно подновлявшихся на протяжении фанерозоя крутых и вертикальных разломов должно обладать большей или меньшей (в зависимости от своей плановой ориентировки) сдвиговой компонентой смещения крыльев. Этот вывод согласуется с результатами исследований многих геологов, в соответствии с которыми в современных подвижных и платформенных областях преобладающим типом активных в неотектоническую эпоху разломов являются сдвиги [5, 17, 19]. Перемещение масс вдоль разломов жесткого основания, каковым можно считать фундамент, а иногда и нижнюю, наиболее консолидированную часть платформенного чехла, неизбежно сказывается на условиях залегания перекрывающих слоев [15, 21, 27, 28]. Внутри них развиваются вторичные складки и разрывы, проявленные в структуре геологического разреза вплоть до дневной поверхности. Над сдвигом возникает система эшелонированных вторичных нарушений, на поверхности имеющих диагональную, продольную и поперечную по отношению к нему ориентировку. Сместители вторичных разрывов имеют пропеллереобразную форму и вниз по разрезу постепенно сливаются с плоскостью главного сдвига. Объем горных пород, затронутый подобными нарушениями, удачно назван С. И. Шерманом и его сотрудниками [18] областью динамического влияния разлома (ОДВР).

Для выяснения геодинамических условий формирования приповерхностных складчато-чешуйчатых дислокаций необходимо рассмотреть особенности распределения деформаций и напряжений в слоях, обладающих упругостью и залегающих на жестком основании, поверхность которого смещается вертикальными разломами. А. Сандфордом [25] было показано, что при медленном поднятии или опускании прямоугольного жесткого штампа перекрывающий слоистый комплекс испытывает поперечный изгиб, причем максимальные напряжения и деформации концентрируются над вертикальными боковыми гранями штампа. На этих участках, благодаря наличию поперечной упругой деформации слоев, помимо вертикальной появляется и горизонтальная (в разрезе) компонента их смещения, величина которой возрастает вверх по разрезу. В результате, когда амплитуда перемещения штампа достигает критической величины, над его боковыми гранями в слоистом комплексе возникают криволинейные, выпуклые вверх взбросы, сместители которых выполаживаются в сторону относительно опущенного блока (рис. 1). Позднее искривление траекторий упругих напряжений при поперечном изгибе слоев над прямоугольным жестким штампом было убедительно доказано М. В. Гзовским [4] на моделях из оптически активных материалов (рис. 2). Им же было отмечено, что приповерхностное выполаживание вторичных разрывов выражено наиболее отчетливо, если главные разломы, образующие фланги жесткого штампа, также являются взбросами. Дж. Лоузлом и другими исследователями [20, 23] было установлено, что приповерхностное выполаживание характерно и для разломов сдвигового типа, если только они обладают взбросовой компонентой смещения крыльев. Этот факт подтвержден полевыми наблюдениями в ряде осадочных бассейнов подвижных и платформенных областей [22, 26]. В англоязычной литературе выпуклые вверх вторичные разрывы со взбросовой компонентой смещения крыльев часто называют структурами цветка или пальмового дерева [22]. В противоположность им вторичные сбросо-сдвиги и сдвиго-сбросы имеют выпуклую

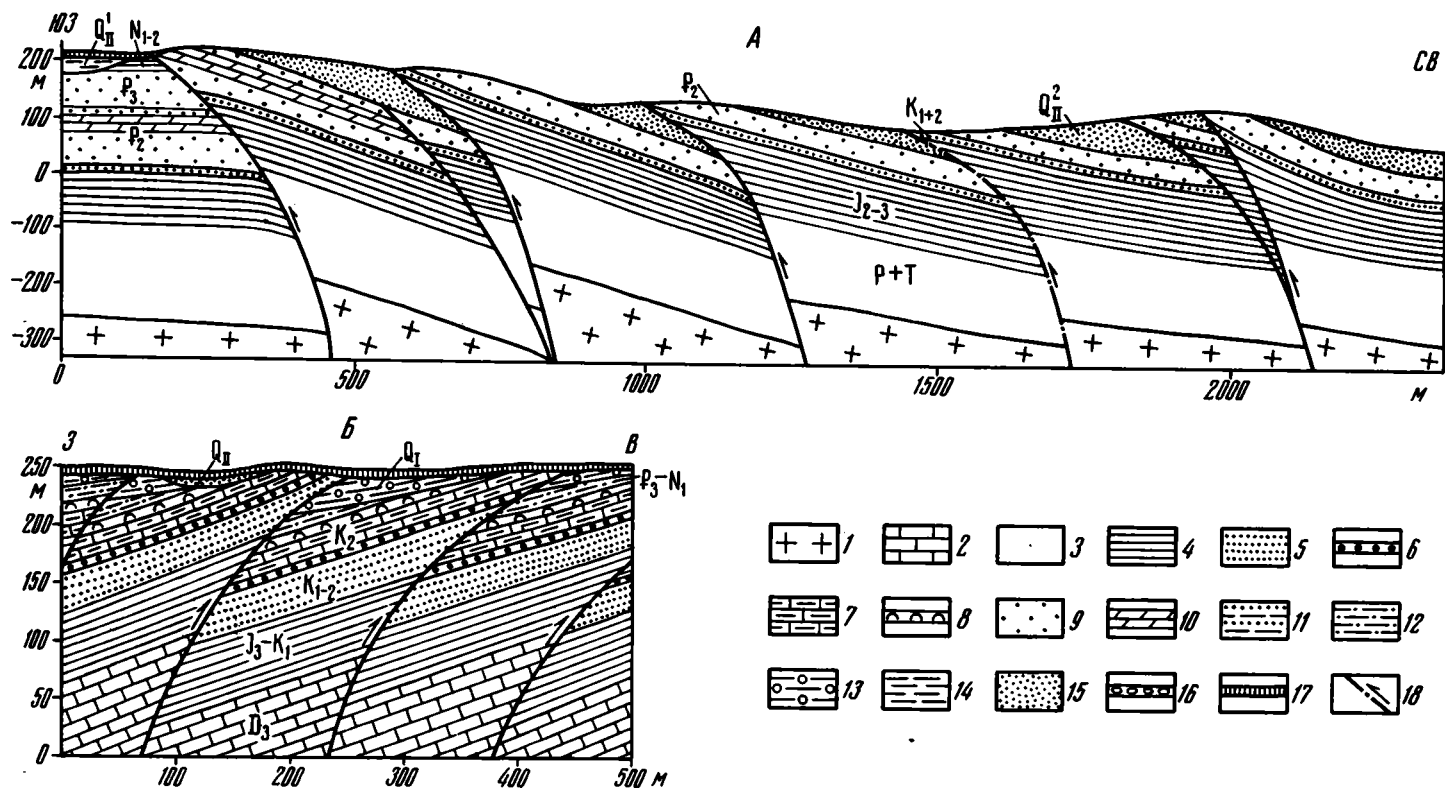


Рис. 3. Строение Каневских (А) и Сешинских (Б) дислокаций (схематические геологические разрезы)

1 — породы кристаллического фундамента, 2 — известняки и доломиты, 3 — пермские и триасовые отложения (пески с прослоями глин), 4 — глины, 5 — альб-сеноманские пески и песчаники, 6 — прослой фосфоритовых конкреций, 7 — писчий мел (турон), 8 — опоки (коньяк — сантон), 9 — пески эоцена и олигоцена, 10 — эоценовые мергели и мергелистые пески, 11 — переслаивание песков и алевроитов (неоком), 12 — пески и глины полтавской серии, 13 — диамиктиты, 14 — алевроиты, 15 — четвертичные и верхнеплиоценовые пески, 16 — галечники, 17 — лёссы, 18 — разрывные нарушения (стрелки — направление смещений)

вниз форму, благодаря чему они получили название структур «тюльпана» [24]. Клиновидные в поперечном сечении аллохтонные пластины, возникшие над вышележащими в верхней части разреза сместителями разрывных нарушений, В. В. Белоусов назвал покровами-навесами, связывая их образование с гравитационным расползанием пород поднятого крыла [2]. Однако отмеченные выше закономерности приповерхностной морфологии сместителей, обладающих сбросовой или взбросовой компонентами смещения крыльев, документируются и для сейсмогенных разрывов [13, 14], что можно объяснить только рассмотренными особенностями упругой деформации горных пород, предшествующей их разрушению.

3. ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ

Тектонотипом складчато-чешуйчатых (скибовых) структур можно считать широко известные Каневские дислокации, экспонированные в разрезах правобережной IV надпойменной террасы Днепра. Они представлены серией аллохтонных пластин северо-западного простирания, в строении которых участвуют батские, келловейские, альб-сеноманские, палеогеновые и изредка неогеновые отложения. Наиболее молодым членом аллохтонной и автохтонной частей разреза является преимущественно песчаный террасовый аллювий. Дочетвертичные породы налегают на него по пологой тектонической границе, причем амплитуда горизонтального перекрытия может достигать 400—450 м.

Имеются данные в пользу того, что Каневские дислокации являются частью протяженной области динамического влияния (ОДВ) Днепровского разлома (пояса разломов), выделяемого вдоль границы Украинского щита с одноименной синеклизой. Детальные буровые работы и вертикальное электроразведывание, проведенные в последние годы Укргридропроект, позволяют выполнить структурные построения, раскрывающие природу деформационных структур (рис. 3, А). В соответствии с этими построениями горизонтальное залегание поверхности фундамента и пластов осадочного чехла в области развития дислокаций сменяется наклонным в сторону Украинской синеклизы. Здесь оно осложнено системой повторяющихся через 0,1—0,5 км разломов, круто падающих в том же направлении. В поперечном сечении они имеют вид взбросов, переходящих вверх по разрезу в надвиги, а вблизи поверхности — нередко в шарьяжи, со скольжением аллохтонных пластин непосредственно по поверхности террасы. Выполяживание разрывов происходит в основном внутри толщи высокопластичных батских глин.

Приповерхностные дислокации, связанные с ОДВ Днепровского разлома, распространены и в зоне развития Днепровских порогов. Здесь выполаживание вторичных разрывов чаще всего происходит в толще мергелистых глин эоценовой киевской свиты. Вследствие этого в составе аллохтонных чешуй встречаются породы киевского и более молодого возраста, вплоть до миоцен-плиоценовых пестрых глин. Наиболее молодым членом разреза, участвующим в дислокациях, является, как и в предыдущем случае, аллювий IV надпойменной террасы, реже — моренные отложения.

С конца прошлого века в литературе обсуждается происхождение Сещинских дислокаций, занимающих значительную площадь водораздела рек Ипути и Десны в районе периклинального замыкания Воронежской антеклизы. Фундамент здесь залегает на глубине 750—800 м, основную часть осадочного чехла (600—650 м) слагают преимущественно карбонатные породы девона, входящие в состав жесткого основания платформы. Дислокации распространены в пределах двух возвышенностей — субмеридиональной Асельской и субширотной Кочевской. Они характеризуются аномально высоким залеганием многократно повторяющихся пакетов интенсивно нарушенных юрских, меловых и верхнеэоцен — нижнемиоценовых полтавских слоев, которые иногда перекрывают моренные отложения, вследствие чего обычно считаются отторгнутыми ледником. Анализ материалов бурения показывает, что Сещинские дислокации возникли в результате выполаживания в толще келловейских и перекрывающих их неоком-аптских глин

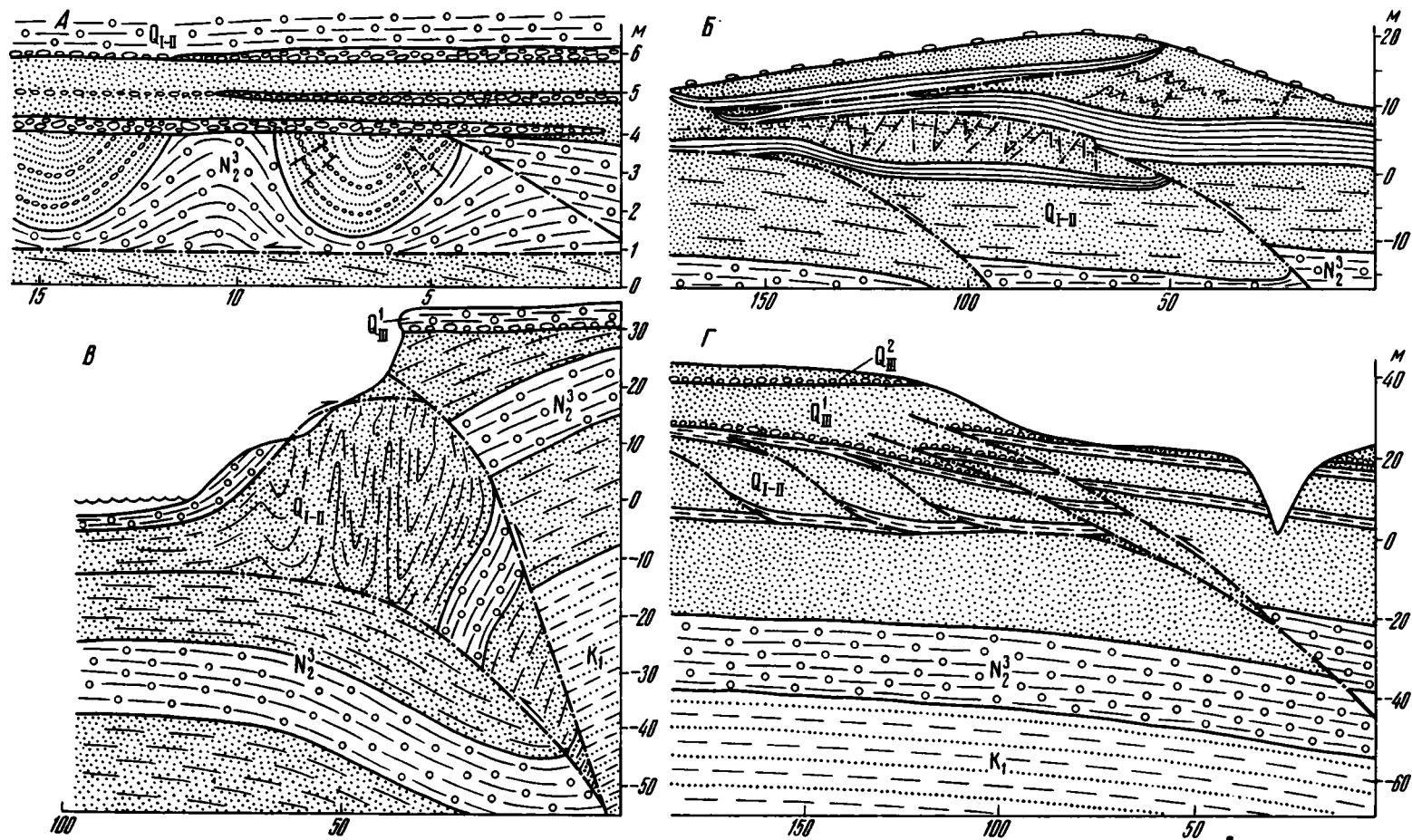


Рис. 4. Мелкие приповерхностные дислокации в аллохтонах выположенных разрывных нарушений (о-в Колгуев): А — складки продольного расплющивания, Б — встречный шарьяж, В — структура «смятия страниц между обложками книги», Г — структура «мостовой фермы»

сместителей двух поясов разломов — субмеридионального Асельского и субширотного Кочевского (рис. 3, Б).

Сходным строением характеризуются Славгородские дислокации, связанные с субширотным поясом разломов, осложняющих северный склон Бобруйского массива к Оршанской впадине. Здесь приповерхностное выполаживание сместителей осуществляется внутри пластичных девонских глин, которые вместе с перекрывающими их интенсивно раздробленными доломитами формируют систему аллохтонных чешуй, наклоненных в общем северном направлении. Как и в предыдущем случае, наиболее молодым членом аллохтонной и автохтонной частей разреза являются моренные отложения.

Широко известны Вышневолоцко-Новоторжские дислокации, на основании изучения которых в литературу был введен термин «ледниковый отторженец». Они приурочены к протяженной (~100 км) субмеридиональной Торжокской гряде, в пределах которой в поле сплошного распространения среднекаменноугольных известняков экспонированы выходы пород визейского яруса и изредка глин верхнедевонского облика. Бурением под ними во многих местах вскрывается пласт динамически уплотненной морены, а ниже — нормальная стратиграфическая последовательность слоев, включающая среднекаменноугольные и более древние отложения. Эти особенности строения Торжокской гряды можно объяснить ее приуроченностью к активизированному в неотектоническую эпоху субмеридиональному поясу разломов, северное продолжение которого пересекает субширотный Крестцовский авлакоген, также проявлявший неотектоническую активность. Аллохтонные залегания нижнекаменноугольных и верхнедевонских (?) пород на крыльях этих разломов связаны с приповерхностным выполаживанием их сместителей в песчано-глинистых отложениях угленосного и тульского ярусов нижнего карбона, а возможно, и в глинах верхнего девона.

Приведенные данные показывают, что основное выполаживание разрывных нарушений чаще всего осуществляется в толщах глин, что, учитывая физический механизм этого явления, скорее всего обусловлено большой величиной поперечной упругой деформации в указанных породах, а также ролью поровой воды, облегчающей скольжение аллохтона по пологому сместителю из-за снижения коэффициента трения и эффективного нормального напряжения.

Выпуклая вверх форма разрывов со взбросовой компонентой смещения крыльев является причиной того, что в приповерхностной части разреза, где наклон сместителя зачастую измеряется первыми градусами, строение аллохтона осложняется более мелкими структурами латерального сжатия и растяжения. Если такой разрыв достигает дневной поверхности, перемещение масс на глубине неизбежно трансформируется в скольжение выжатой аллохтонной пластины непосредственно по кровле экспонированных на этой поверхности пород. Трение скольжения, препятствующее горизонтальному продвижению покрова, генерирует внутри него реактивные напряжения продольного сжатия. В результате он может дробиться на отдельные слегка надвинутые друг на друга блоки. Иногда во фронтальной (по направлению перемещения) части покрова возникают складки продольного расплющивания или встречные надвиги и шарьяжи (рис. 4, А, Б).

Весьма сложные деформационные структуры образуются в тех случаях, когда выполаживающиеся вверх по разрезу разрывные нарушения, не достигая поверхности, переходят по восстанию в субгоризонтальные плоскости межслоевого скольжения. Эти структуры формируются в условиях приповерхностного продольного сжатия, обусловленного трением скольжения и фронтальной блоировкой латерального перемещения аллохтонного комплекса. В зависимости от строения последнего (наличие или отсутствия плоскостей облегченного скольжения) внутри него возникают либо серии сильно сжатых складок, близких так называемым структурам смятия страниц между обложками книги [26], либо пологие одиночные складки скальвания, состоящие из системы разделенных чешуйчатыми надвигами мелких блоков, вследствие чего в поперечном сечении эти структуры приобретают некоторое сходство с мостовой фермой (рис. 4, В, Г). Плановая

ориентировка мелких складок и разрывов, осложняющих строение покровных пластин, возникших над выположенными у поверхности взбросо-сдвигами, указывает на то, что направление тектонического скольжения этих пластин составляет острый угол с простиранием материнских разрывных нарушений и, как правило, соответствует их принадлежности к той или иной генетической группе вторичных разрывов сдвиговых зон [15, 20, 21, 24, 27, 28].

Тыловые участки клиновидных в поперечном сечении аллохтонных пластин, расположенные над зонами наибольшего искривления сместителей, находятся в обстановке латерального растяжения, вследствие чего здесь развиваются трещины отрыва и малоамплитудные сбросы (рис. 4, Б). Такие участки растяжения пород наиболее подвержены эрозионному или абразионному воздействию, поражению оползнями и т. п. По этой причине в тылу скибовых дислокаций нередко располагаются эрозионные формы рельефа, которые некоторыми исследователями ошибочно принимаются за так называемые экзарационные ложбины [10]. Таким образом, морфология и кинематика приповерхностных деформационных структур, осложняющих вторичные разрывные нарушения ОДВР, зависят от кинематического типа этих нарушений и от угла их встречи с дневной поверхностью. Естественно, что при этом имеется в виду поверхность, существовавшая в период реализации последней стадии развития ОДВР.

4. ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Во всех перечисленных примерах, а также в изучавшихся автором ОДВР северной части Восточно-Европейской платформы и Западно-Сибирской плиты амплитуда вертикального неотектонического смещения изменяется от нескольких десятков до 100—150 м, лишь в единичных случаях достигая 200—250 м. Вместе с тем протяженность ОДВР измеряется многими десятками и первыми сотнями километров, что, учитывая зависимость амплитуды смещения от длины разлома, подтверждает вывод о преимущественно сдвиговой (в геологическом смысле) кинематике разломов, активизированных в неотектоническую эпоху. В подобной геодинамической обстановке скибовые дислокации, возникают либо как структуры латерального сжатия на окончаниях сдвигов, либо на тех участках, где простирание разломов этого типа отклоняется в сторону увеличения угла с траекториями наибольших сжимающих напряжений. В обоих случаях причиной приповерхностного выполаживания вторичных разрывов является наличие большей или меньшей взбросовой компоненты смещения их крыльев. При отклонении материнских разломов в сторону секторов растяжения они становятся сбросо-сдвигами и на поверхности фиксируются вторичными грабенообразными структурами, обычно наследуемыми долинами рек. Сходные структуры встречаются и на соответствующих участках окончаний разломов сдвигового типа.

Изложенные данные позволяют вернуться к представлениям о тектонической природе ряда структур северной части Восточно-Европейской платформы, в 30—40-е годы переведенных в разряд гляциотектонических образований. К ним помимо так называемого Вышневолоцко-Новоторжского вала относится например, узкая (5—10 км) субмеридиональная полоса выходов кембрия, ордовика и силура, протяженностью около 90 км, выделяющаяся в пределах главного девонского поля (Ловать-Полистовский вал) и сопрягающаяся с северным бортом Крестцовского авлакогена. Эти структуры имеют такое же строение, как выделенный позднее тектонический Черкасско-Остерский вал, оконтуриваемый в пределах левобережной долины Днепра по выходам юры и мела в поле распространения палеогеновых отложений. Он, несомненно, фиксирует продолжение Каневских дислокаций под аллювием молодых террас Днепра, в период формирования которых Днепровский пояс разломов не проявлял существенной тектонической активности.

С позиций предлагаемой концепции связанными с поясами разломов (взбросо-сдвигов и сдвиго-взбросов) являются и остальные валы рассматриваемого типа. Все они асимметричны в поперечном сечении и характеризуются приповерхностной вергентностью масс в сторону опущенных крыльев разломов. Вместе с тем сорванные

покровы на хорошо изученных участках подобных валов не встречены. Можно поэтому предполагать, что «отторженцы», которым приписывается ледниковое происхождение, в составе складчато-чешуйчатых дислокаций выделяются лишь в связи с недостаточной глубиной и детальностью их исследования.

Приповерхностное выполаживание разрывных нарушений со взбросовой компонентой смещения крыльев характерно не только для районов, подвергавшихся плейстоценовому покровному оледенению. Оно, например, установлено в разрезе Жигулевского вала [11], области развития Непских дислокаций [6], северо-восточного борта Тюрингского поднятия [2], зоны разлома Сан-Андреас [26] и т. д. Выполненные автором исследования позволяют утверждать, что выпуклая вверх форма таких разрывных нарушений является фундаментальной закономерностью, в основе которой лежит механизм формирования приповерхностных чешуйчатых надвигов (сдвига-надвигов и надвиго-сдвигов), многих структур покровного типа и связанных с ними складок продольного изгиба или расплющивания. Принципиально важно, что этот механизм не требует привлечения фактора внешнего (ледникового или тектонического) сжатия, а также гипотезы тектонической расслоенности литосферы.

Не исключено, что с помощью упомянутой закономерности можно объяснить происхождение некоторых тектонических покровов геосинклинальных областей. Так, в основании альпийских шарьяжей нередко залегают соленосные и гипсоносные средне- и верхнетриасовые глины, которые обычно рассматриваются как «мыльный» слой, облегчающий скольжение аллохтона по поверхности подстилающих пород. Между тем глины могут занимать подобную структурную позицию еще и потому, что в них, как было показано выше, происходит выполаживание разломов со взбросовой или надвиговой компонентой смещения крыльев. При высоком уровне напряжений горизонтального тектонического сжатия, характерном для определенных стадий развития геосинклиналей, искривление сместителей этих разломов должно начинаться на значительно больших глубинах, чем в приведенных примерах платформенных дислокаций. Последние в этом случае могут рассматриваться как природные модели некоторых альпинотипных покровов, отличающихся гораздо большими величинами амплитуды горизонтального тектонического перекрытия и мощности аллохтона.

В заключение отметим, что структурный анализ приповерхностных складчато-чешуйчатых дислокаций платформенных областей в комплексе с изучением результатов дистанционных съемок и материалов геофизических работ может дать весьма важную информацию о строении недр и характере их современного напряженного состояния.

Список литературы

1. Белоусов В. В. Послойное перераспределение материала в земной коре и складкообразование // Сов. геология. 1949. № 39. С. 3—28
2. Белоусов В. В. Основы структурной геологии. М.: Недра, 1985. 207 с.
3. Бронгулеев В. В. Проблема складкообразования в земной коре. М.: Недра, 1967. 290 с.
4. Гзовский М. В. Основные вопросы тектонофизики и тектоника Байджансайского антиклинория. Ч. III и IV. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 544 с.
5. Глубинное строение слабосейсмичных регионов СССР. М.: Наука, 1987. 238 с.
6. Камалетдинов М. А., Казанцев Ю. В., Казанцева Т. Т. Происхождение складчатости. М.: Наука, 1981. 135 с.
7. Крапивнер Р. Б. Бескорневые неотектонические структуры. М.: Недра, 1986. 204 с.
8. Кригер Н. И., Долодаренко С. А., Миролюк С. Г. Гляциотектоника и конечные морены западной части Русской равнины. М.: Наука, 1983. 112 с.
9. Кропоткин П. Н. Напряженное состояние земной коры по измерениям в горных выработках и геофизическим данным // Пробл. теоретич. и регион. тектоники. М.: Наука, 1971. С. 238—253.
10. Левков Э. А. Гляциотектоника. Минск: Наука и техника, 1980. 280 с.
11. Лобов В. А., Кавеев И. Х., Ханин И. Л. и др. О надвиговой природе Сызранского поднятия Жигулевской дислокации // Докл. АН СССР. 1976. Т. 228. № 5. С. 1171—1174.
12. Мирчинк Г. Ф. Гляциодислокации и их значение для понимания структуры территории европейской части СССР // Бюл. МОИП. Нов. сер. 51. Отд. геол. № 4. 1936. С. 5—12.

13. Рогожин Е. А., Борисов Б. А. Сейсмодислокации в эпицентральных зонах землетрясений Западной Туркмении//Детальн. инж.-сейсмол. исслед. М.: Наука, 1986. С. 116—126.
14. Рогожин Е. А., Рыбаков Л. Н. Тектоническая позиция и геологические проявления Спитакского землетрясения 7 декабря 1988 г.//Геотектоника. 1990. № 6. С. 32—45.
15. Стоянов С. С. Механизм формирования разрывных зон. М.: Недра, 1977. 144 с.
16. Чугунный Ю. Г. О взаимодействии ледникового покрова с геоструктурой его основания//Материалы по изучению четвертичного периода на территории Украины: к 11 юбил. конгр. ИНКВА. Киев: Наукова думка, 1982. С. 192—203.
17. Шерман С. И. Сдвиги и трансформные разломы литосферы//Пробл. разломн. тектоники. Новосибирск: Наука, 1981. С. 5—26.
18. Шерман С. И., Борняков С. А., Буддо В. Ю. Области динамического влияния разломов. Новосибирск: Наука, 1983. 112 с.
19. Уалман Г. В. Сдвиговые (транскурентные) системы разломов//Земн. кора и верх. мантия. М.: Мир, 1972. С. 468—473.
20. Barlett W. F., Freedman M., Logan J. M. Experimental folding and faulting under confining pressure//Tectonophysics. 1981. V. 79. P. 255—277.
21. Chinnery M. A. Secondary faulting. 2. Geological aspects//Can. J. Earth. Sci. 1966. V. 3. N 2. P. 175—190.
22. Harding T. P., Lowell J. D. Structural style, their plate tectonic habitats and hydrocarbon traps in petroleum provinces//Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1979. N 7. P. 1016—1058.
23. Lowell J. D. Spitsbergen tertiary orogenic belts and Spitsbergen fracture zone//Bull. Geol. Soc. Amer. 1972. V. 83. N 10. P. 3091—3101.
24. Naylor M. A., Mandle G., Sijpenstein C. H. K. Fault geometries basement induced wrench faulting under different initial stress states//J. Struct. Geol. 1986. V. 8. N 7. P. 737—752.
25. Sandford A. R. Analytical and experimental study of simple geologic structures//Bull. Geol. Soc. Amer. 1959. V. 70. P. 19—52.
26. Sylvester A. G., Smith R. R. Tectonic transpression and basement controlled deformation in San Andreas fault zone, Salton trough, California//Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1976. V. 60. N 12. P. 2081—2102.
27. Tchalenko J. S. Similarities between shear-zones of different magnitudes//Bull. Geol. Soc. Amer. 1970. V. 81. N 6. P. 1625—1640.
28. Wilcox R. E., Harding T. P., Seely D. R. Basic wrench tectonics//Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1986. V. 8. P. 725—735.

Всесоюзный научно-исследовательский институт гидрогеологии
и инженерной геологии,
Московская область, 142452

Поступила в редакцию
12.II.1991

УДК 551.24(235.216)

© 1992 г. ЛЫТОЧКИН В. Н., НЕНАХОВ В. М.,
ПЕРФИЛЬЕВ А. С., КУЗНЕЦОВ Л. В., ХРЕСТЕНКОВ П. А.**МОНОМИКТОВЫЙ ТЕРРИГЕННЫЙ МЕЛАНЖ АЛАЙСКОГО ХРЕБТА**

В статье рассмотрены своеобразные тектонические микститы с матриксом из тектонизированных терригенных пород силура, в который включены тектонические глыбы разных, в том числе и более молодых, компетентных пород. В отличие от полимиктового терригенного меланжа, описанного в [4], в мономиктовых меланжах глыбы представлены почти исключительно породами, вмещающими тела меланжей. Мономиктовые меланжи либо слагают самые краевые части тел, образованных полимиктовым меланжем, и, вероятно, отвечают на начальном этапе его образования, либо приурочены к сравнительно малоамплитудным ретронадвигам, рассекающим смятые тектонические пскровы. Мономиктовые меланжи широко распространены на северных склонах Алайского хребта.

Lytochkin V. N., Nenakhov V. M., Perfilyev A. S., Kuznetsov L. V., Khrestenkov P. A. Monomictic terrigenous melange of the Alay Range. *Geotectonics*. 1992. № 1. The article considers peculiar tectonic mixtites with the matrix made up of tectonized terrigenous rocks of the Silurian, embracing tectonic blocks of various competent rocks, including young ones. Unlike the polymictic terrigenous melange, described in [4], blocks in monomictic melange are represented by the rocks enclosing melange bodies. Monomictic melanges either make up the marginal parts of the bodies composed of polymictic melange and evidently correspond to the initial phases of its development, or they are assigned to relatively small amplitude retrooverthrusts, cutting crumpling tectonic nappes. Monomictic melanges are widespread on the northern slopes of the Alay Range.

ВВЕДЕНИЕ

Активизация интереса к микститам — своеобразным, весьма характерным для складчатых областей глыбово-хаотическим комплексам — объясняется их важнейшей индикаторной ролью при расшифровке строения сложно устроенных покровно-складчатых сооружений, восстановлении палеогеодинамических обстановок и условий осадконакопления, понимание которых необходимо при составлении геологических карт нового поколения [1].

Выявление генетической сущности различных классов и видов микститов позволяет реставрировать геодинамические характеристики условий растяжения, сжатия, стабилизации в земной коре, этапы складчатости и покровообразования, режимы спрединга, аккреции, коллизии.

Не останавливаясь на подробном критическом разборе существующих определений понятия «микстит», подчеркнем, что нами этот термин понимается в первично этимологическом смысле (*to mix* — смешивать). Отсюда вытекает и его определение. Микститы — это геологические тела различного генезиса, состоящие из обломков различного состава, разного размера и формы, хаотически распределенных в тонкозернистой основной массе (матриксе), которая имеет осадочное или тектоногенное происхождение. Среди них выделяются олистостромы, меланжи и микститы сложного генезиса. В меланжах, в отличие от олистостромовых комплексов, матриксом служит тектонит по высокопластичным породам — серпентинизированным ультрабазитам, глинистым сланцам, гипсам и т. д. Исходя из этого выделяются серпентинитовые, терригенные, гипсовые меланжи. Тектонизация в процессе меланжирования одного или же нескольких

структурно-вещественных комплексов и совмещение их в едином геологическом теле — меланже позволяет выделять мономиктовый и полимиктовый классы меланжей.

Четкая генетическая классификация меланжей еще не разработана, хотя уже на данный момент можно говорить о подшарьяжных и субдукционных меланжах, а также о меланжах зон крупных сдвигов и основания чешуйчатых надвигов, меланжах диапировых структур. В своеобразный класс выделяются меланжи, развивающиеся в аккреционных системах при тектонизации олистостромовых комплексов, которые детально изучены и описаны на западном побережье Северной Америки, Ньюфаундленде, Тайване [5—11, 14].

В предлагаемой заметке речь пойдет о терригенном мономиктовом меланже — классе меланжей, пока еще недостаточно изученном и мало освещенном в отечественной литературе. Этот класс микститов выделен в процессе исследований микститовых комплексов на Киргизском геодинамическом полигоне. Наряду со сходством, сближающим его с описанным ранее полимиктовым терригенным меланжем [4], мономиктовый меланж обладает рядом специфических черт, позволяющих расценивать его как результат действия определенного механизма образования, отличного от механизма образования полимиктового терригенного меланжа.

Терригенные меланжи как самостоятельные геологические тела начали картироваться сравнительно недавно. До сих пор многими геологами они трактуются как олистостромовые комплексы, в той или иной степени тектонизированные. В последние годы установлено, что такие образования имеют весьма широкое распространение в складчатых поясах Земли [2—14 и др.]. Их определяющей особенностью является сильная тектонизация матрикса, развивающегося, как правило, по высокопластичным породам глинистого, алевропелитового и песча-

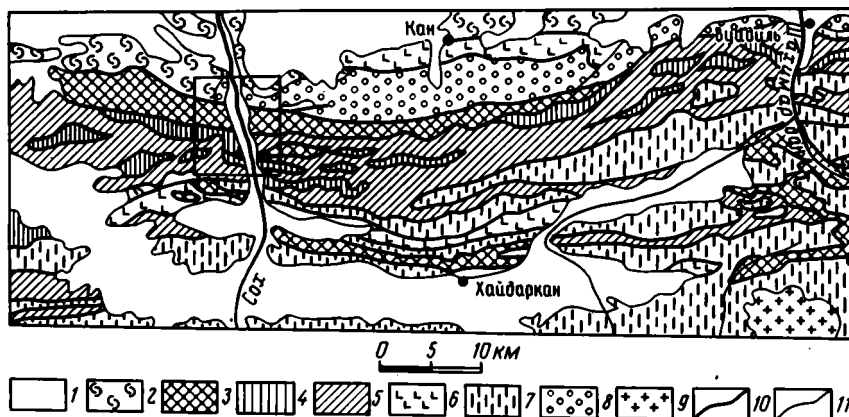


Рис. 1. Схематическая геологическая карта северного склона Алайского хребта (междуречье Сох — Шахимардан) 1, 2 — мезо-кайнозойские отложения: 1 — неоген-четвертичные, 2 — мел-палеогеновые; 3—9 — палеозойские образования: 3, 4 — терригенные меланжи позднепалеозойского возраста: 3 — полимиктовый (тульский комплекс), 4 — мономиктовый (суратский комплекс); 5—7 — структурно-вещественные комплексы нижнего — среднего палеозоя: 5 — терригенный и терригенно-кремнистый, 6 — базит-гипербазитовый, включая серпентинитовые меланжи, 7 — карбонатный; 8 — флишево-молассовые отложения верхнего палеозоя, 9 — позднепалеозойские интрузии гранитоидного состава; 10 — основные разрывные нарушения; 11 — стратиграфические и интрузивные контакты. Прямоугольник — местоположение рис. 2

но-алевролитового состава. В этом тектонизированном матриксе в виде включений наблюдаются породы, обладающие более высокой компетентностью и, как правило, более или менее целостной внутренней структурой. По составу этих включений и выделяются полимиктовые и мономиктовые разновидности терригенных меланжей.

Терригенный мономиктовый меланж (суратский комплекс). Автокластиче-

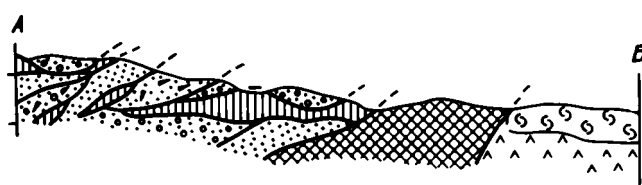
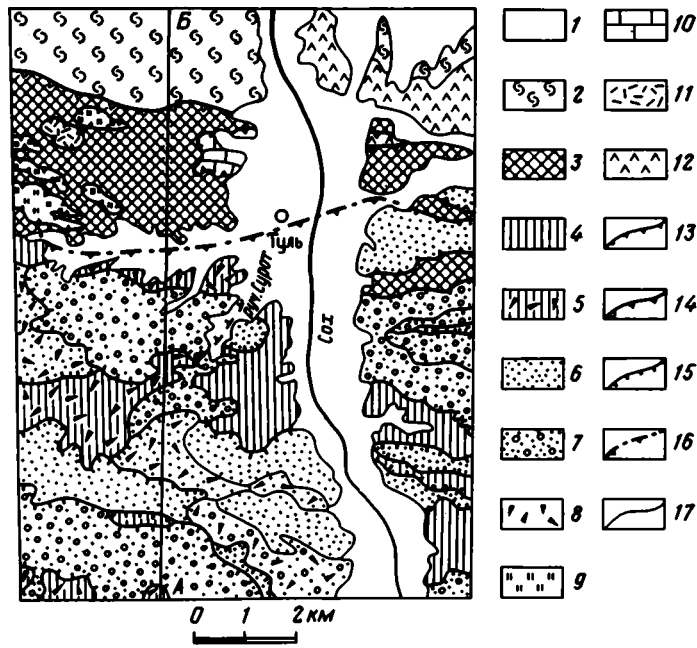


Рис. 2. Геологическая карта нижнего течения р. Сох 1, 2 — мезо-кайнозойские отложения: 1 — неоген-четвертичные, 2 — мел-палеогеновые; 3—5 — терригенные меланжи позднепалеозойского возраста: 3 — Тульский полимиктовый, 4 — Суратский мономиктовый, включающий 5 — меланж по гравитационному олистострому; 6—11 — структурно-вещественные комплексы среднего палеозоя: 6—8 — терригенный комплекс осадков континентального склона и его подножия: 6 — преимущественно песчано-алевролитовые тонкоритмичные, 7 — преимущественно грубообломочные, 8 — содержащие олистолиты фации, 9—11 — фрагменты пластин, перекрывающие полимиктовый меланж: 9 — терригенно-кремнистого комплекса осадков континентального склона, 10 — карбонатного комплекса барьерных гряд, 11 — вулканогенного комплекса островных дуг; 12 — флишево-молассовые отложения верхнего палеозоя; 13—16 — разрывные нарушения: 13 — герцинские шарьяжи, 14 — альпийские взбросо-надвиги, 15 — чешуйчатые надвиги позднепалеозойского возраста, 16 — разрывные нарушения, скрытые под четвертичными отложениями; 17 — стратиграфические контакты

ский мономиктовый терригенный меланж широко развит в северных предгорьях Алайского хребта. Его тектонотип описан под названием Суратского меланжа по ручью Сурат (левый приток р. Сох) (рис. 1, 2).

Образования суратского комплекса пространственно и парагенетически связаны с мощным силурийско-девонским терригенным комплексом осадков пассивной континентальной окраины Алайского микроконтинента. В современной структуре эти отложения шарьированы на карбонатные отложения шельфа Алайского микроконтинента и образуют серию хорошо выраженных пластин, внутренняя структура которых осложнена многочисленными чешуйчато-надвиговыми деформациями. В подошвах этих чешуйчатых надвигов часто отмечается автокластический мономиктовый меланж, слагающий пластообразные линзовидные тела мощностью до 200—300 м и непрерывной протяженностью от первых десятков до сотен метров и первых километров. В пространстве они ограничены пологими надвигами,

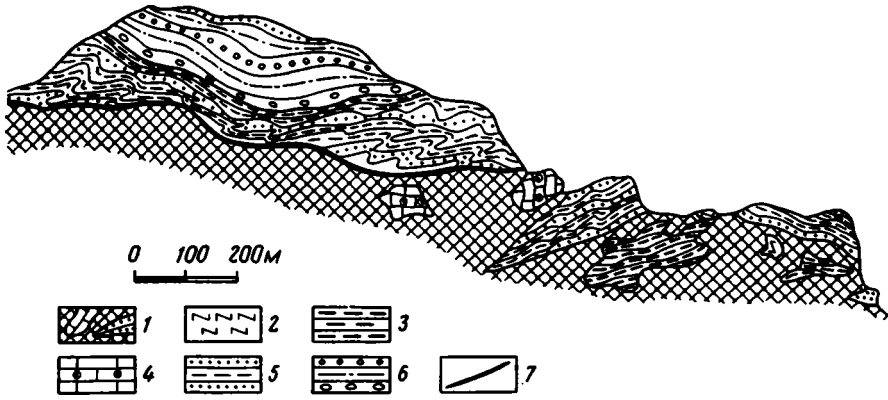


Рис. 3. Структурное положение терригенного автокластического меланжа на левом берегу р. Сох

1 — средний — верхний карбон (автокластический меланж по гравитационному олистострому силурийского-девонского возраста); 2—4 — глыбы в меланже: 2 — фтанитов ордовика?, 3 — углеродистых сланцев ландоверни, 4 — энкринитовых известняков; 5—6 — средний палеозой: 5 — песчаники, сланцы, 6 — конгломераты, гравелиты; 7 — надвиги

плоскости которых нередко смяты в простые складки более поздними деформациями (рис. 3).

Отложения батинального комплекса, по которым развивается мономиктовый меланж, представлены осадками мощной подводной долинно-веерной системы и межфеновых пространств.

Среди них выделяются: проксимальные части подводных конусов выноса с четко выраженными системами каналов, каньонов, сложенных осадками высокоплотностных дебризных потоков (ненасыщенные конгломераты, гравелиты); средние и дистальные части этих супрафенов, представленных тонкими песчано-алевролитовыми турбидитовыми ритмами, сочетающимися с тонкозернистыми однородными алевропелитами, образовавшимися в обстановке межфеновой седиментации и частично перемытыми течениями (микрослойчатые разности). Спорадически отмечаются отложения подводных каньонов, резко секущие слоистость вмещающих отложений. Они выполнены осадками грубообломочных дебризных потоков, которые в верхней части сменяются отложениями высокоплотностных турбидитов с хорошо выраженной градационной слоистостью (мелкогалечный конгломерат — гравелит — песчаник — алевролит).

По петрографическому составу грубообломочных разностей в нижней части батинального комплекса преобладают кварцевые и аркозовые вакки и ареныты, реже отмечаются полевошпатовые и литовые вакки. В верхах комплекса преобладают литовые вакки.

Среди описанных отложений часто наблюдаются горизонты и крупные линзы глыбово-хаотических образований — гравитационных олистостромов, которые представлены двумя основными разновидностями. Первый тип слагает линзы мощностью от первых метров до десятков метров при протяженности в десятки и сотни метров с беспорядочно-хаотической внутренней структурой и неравномерным распределением включений в неслоистом матриксе песчано-алевролитового и алевропелитового состава. Во второй разновидности глыбы-олистолиды погружены непосредственно во вмещающие ритмично-слоистые осадки. Включения в олистостромах представлены углеродисто-кремнистыми сланцами, органогенно-детритовыми известняками (энкринитами), массивно-слоистыми фтанитами и

их брекчиями, углеродистыми доломитизированными известняками и вулканитами контрастной серии.

Суратский мономиктовый меланж сложен матричным тектонитом по высокопластичным, преимущественно глинистым породам, составляющим значительную часть батимального комплекса. Более компетентные грубообломочные разности (песчаники, гравелиты, конгломераты) обычно наблюдаются в виде включений в этом матриксе. Размеры включений и их морфология достаточно разнообразны. Мелкие включения, размеры которых колеблются в пределах первых сантиметров — десятков сантиметров, представляют собой тектонические обдавыши округлой, шаровидной, караваеобразной и лепешковидной формы. Как правило, они сложены моногенным материалом компетентных пород — песчаников, гравелитов, конгломератов. Крупные включения, размеры которых достигают десятков и сотен метров, по существу являются реликтовыми блоками батимального комплекса, не испытавшими интенсивных тектонических деформаций в процессе меланжирования. Однако и в них нередко наблюдается будинирование компетентных пластов и рассланцевание глинистых разностей. Насыщенность меланжа включениями различна. На отдельных участках наблюдается значительное скопление глыб и включений, которые разделены между собой маломощными зонами матричного тектонита, в других случаях наблюдается резкое преобладание матрикса, в котором глыбы и включения распределены достаточно редко.

Степень тектонизации матрикса меняется в широких пределах. Обычно она не отличается значительной интенсивностью, хотя на отдельных участках наблюдается развитие интенсивно тектонизированных разностей, часто превращенных в тектоническую глину, т. е. полностью деструктурированную породу. Как правило, породы матричного тектонита окрашены в различные оттенки красновато-бурого, желтого, фиолетового и других цветов. Распределение цветовой гаммы обычно пятнообразное, беспорядочно-хаотическое, что наряду с зеленовато-серыми включениями придает полям развития мономиктового меланжа характерную пестроцветную окраску, по которой автокластический меланж легко отличается от стратифицированных образований.

Нередко меланж развивается по гравитационным олистостромам, которые имеют широкое распространение в терригенном комплексе пассивной окраины. В этом случае он, формально говоря, теряет свою «мономиктовость» за счет чужеродных включений, представленных известняками, фтанитами, углеродисто-кремнистыми сланцами и вулканитами. Однако анализ взаимоотношений меланжа с породами, по которым он развивается, позволяет констатировать, что происхождение чужеродного материала глыб и включений в меланже обязано не процессу меланжирования различных структурно-вещественных комплексов, предварительно тектонически совмещенных в «слоеный пирог», как при формировании полимиктового меланжа [4], а тектонизации ранее сформировавшегося микститового комплекса, т. е. полимиктовость меланжа суратского комплекса объясняется исходной гетерогенностью образований батимального комплекса, на которые накладываются тектонические деформации. Матричный тектонит меланжа в этом случае развивается по существенно глинистым породам олистостромового матрикса, нередко превращенным в полностью деструктурированную глинистую массу. Включения наряду с реликтовыми блоками компетентных грубообломочных пород представлены теми же породами, что и глыбы-олистолиты в материнском гравитационном олистостроме. Компетентные включения, как правило, сохраняют первоначальные формы и размеры. Малокомпетентные глыбы претерпевают значительные изменения, выражающиеся в увеличении длинных осей глыб, усложнении их внутренней структуры и редуцированности краев. Дезинтегрированные части глыб принимают участие в строении матрикса меланжа.

Исходя из вышеизложенного фактического материала, мы можем сделать вывод, что механизмом, ответственным за формирование автокластического мономиктового меланжа, было расчешивание мощных аллохтонных пластин, сложенных комплексом осадков пассивной континентальной окраины и шарьиро-

ванных в этап тектонического скупивания на карбонатные шельфовые образования. В дальнейшем на коллизионном этапе внутренняя структура этих покровов была нарушена сравнительно малоамплитудными тектоническими деформациями, в подошвах которых и в оперяющих сколовых зонах формировался меланж суратского комплекса.

Особенности строения и картирования терригенных меланжей. Как уже отмечалось, меланжи — это класс тектоногенных микститов с матриксом, представляющим тектонит по высокопластичным породам. В терригенных меланжах Алайского хребта он представлен тектонитом по углеродисто-глинистым сланцам силурийского и девонского возрастов. При этом необходимо отметить, что возраст тектоногенного матрикса меланжа всегда моложе возраста тех отложений, по которым он формируется, и будет соответствовать возрасту тектонических деформаций, формирующих тот или иной меланж. Таким образом, нижний возрастной предел формирования меланжа будет моложе возраста глыб и включений в нем. Необходимо помнить, что часть этих включений, а в мономиктовом меланже подавляющая часть, будет представлять собой нетектонизированные блоки исходных для матричного тектонита пород.

Часто в терригенных меланжах в условиях недостаточной обнаженности матрикс в силу его физико-механических свойств маскируется маломощным чехлом делювиальных отложений, в то время как более компетентные недеструктурированные глыбы и включения хорошо обнажены. Находки фаунистических остатков, в частности силурийских граптолитов, в этих включениях позволяли делать вывод о силурийском возрасте всей толщи. Глыбы другого состава, которыми изобилует, например, Тульский полимиктовый меланж, картировались как линзы внутри силурийских пород. Но в этом случае возникали парадоксальные ситуации, когда в них были найдены более молодые органические остатки, включая девонские и ранне-среднекаменноугольные. Последнее обстоятельство, а именно смешение фаунистических комплексов даже в условиях очень слабой обнаженности, при которой матрикс меланжа скрыт, позволяет уверенно картировать тела терригенного полимиктового меланжа. Значительно сложнее распознавать меланжи суратского типа. Мономиктовый меланж, в котором отсутствуют чужеродные включения, при недостаточной обнаженности очень плохо отличим от стратифицированных образований. В этих случаях определяющим признаком, позволяющим идентифицировать терригенные мономиктовые меланжи, является наличие матричного тектонита, который имеет более молодой возраст, чем породы, по которым он развивается. В аналогичных случаях в полимиктовом меланже на первое место выходят палеонтологический метод, который позволяет доказать парадоксальное смешение возрастов в микстивом комплексе.

Особенности строения мономиктового меланжа и его генезис. Изложенный выше материал позволяет говорить о сходстве и различии терригенных меланжей полимиктового и мономиктового типов. Сходство этих меланжей определяется строением и составом матричного тектонита, который по ряду параметров может быть совершенно идентичным. Отличительным признаком мономиктового меланжа в его классическом выражении является идентичность состава нетектонизированных блоков (глыб) и матрикса. В то же время в случае меланжирования, например, гравитационного олистострома мономиктовый меланж приобретает признаки конвергенции с полимиктовым. Для того чтобы говорить о принадлежности меланжа к мономиктовому, в этом случае необходима уверенность в том, что тектонизации подвергается ранее сформированный микстит.

На практике этот вопрос не всегда решается просто и однозначно из-за недостаточной обнаженности. Он усугубляется тем, что мономиктовый меланж часто пространственно ассоциирует с полимиктовым (рис. 4), залегая при этом структурно выше. И здесь на помощь могут приходиться некоторые косвенные признаки, например детальная палеонтологическая характеристика глыб, особенности окружающей геологической ситуации, микроструктурный анализ матрикса. Последний особенно важен, так как матрикс полимиктового меланжа,

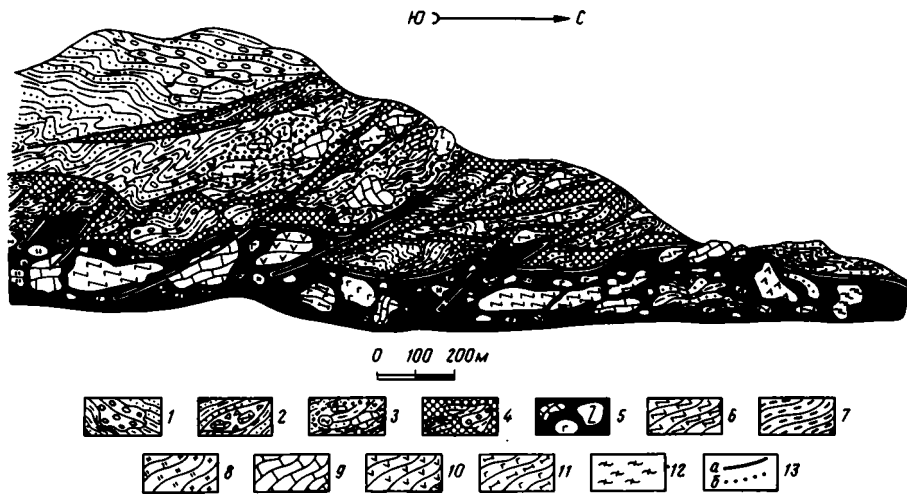


Рис. 4. Принципиальная схема структурного положения и соотношений терригенного гравитационного олистострома, терригенных полимиктовых и мономиктовых меланжей в бассейне р. Сох

1—3 — силур — девон, терригенный комплекс с телами гравитационных олистостромов: 1 — тонкоритмичные турбидиты (гравелиты — песчаники — алевролиты) с линзами конгломератов, 2 — турбидиты с олистостромовыми телами первого типа; 3 — турбидиты с олистостромовыми телами второго типа; 4, 5 — средний — поздний карбон: тектоногенные образования (терригенные меланжи): 4 — мономиктовый автокластический (иногда по олистостромам), 5 — полимиктовый; 6—12 — глыбы (состав): 6 — фтаниты ордовика?, 7 — углеродистые сланцы, 8 — кремни-радиоляриты, 9 — известняки, 10 — базальтоиды, 11 — фрагменты расчлененного комплекса, 12 — динамосланцы; 13 — контакты: а — тектонические, б — ограничения олистостромовых тел

как показывают исследования [8—10, 13] и опыт работ на полигоне, всегда обнаруживает сдвиговую компоненту, неизбежно возникшую при большеамплитудных перемещениях, что для формирования мономиктовых меланжей не характерно.

Решение вопроса о мономиктовости (полимиктовости) меланжа позволяет правильно реконструировать палеотектонические условия их образования. Как было показано ранее [4], для формирования полимиктового меланжа необходимо два условия. Первое — пространственная совмещенность различных структурно-вещественных комплексов, что достигается при их шарьировании и смятии покровов в складки, и второе — тектоническая их переработка, что обеспечивается послескладчатым повторным шарьированием или послескладчатой внутриконтинентальной субдукцией. В последнем случае по существу действует механизм частичной тектонической эрозии.

Мономиктовый меланж может образовываться в краевой части тела полимиктового меланжа, в зоне перехода от меланжа к породам, не претерпевшим деструкцию, возможно, фиксируя начальную стадию образования полимиктового меланжа. В этих случаях мономиктовый меланж ассоциирует с полимиктовым (см. рис. 3, 4).

В других случаях мономиктовый меланж связан с малоамплитудными чешуйчатыми надвигами, рассекающими смятые тектонические покровы (см. выше).

Механизмом, ответственным за формирование автокластического мономиктового меланжа, было расчешуивание аллохтонных пластин, сложенных комплексом терригенных осадков пассивной континентальной окраины. При этом процессы тектонизации и меланжирования накладывались на различные литофации этого комплекса, включая олистостромовые. Расчешуивание сопровождало процессы шарьирования и главным образом ретрошарьирования. Не исключено, что последнее является отражением поздней субдукции.

Авторы благодарят коллег по работе из научных и научно-производственных

организаций и особенно всех сотрудников Геодинамической опытно-методической партии, которые оказали существенную помощь при сборе фактического материала, легшего в основу данной статьи, за дружеское содействие в полевых исследованиях, участие в обсуждении результатов работ и ценные замечания после просмотра рукописи.

Список литературы

1. Белостоцкий И. И. Зоны меланжа и хаотических структур//Очерки структурной геологии сложно-дислоцированных толщ. М.: Недра, 1970. С. 114—156.
2. Биске Г. С. Терригенный меланж Алайского хребта//Тектоника и геодинамика Урало-Тянь-Шаньской складчатой системы. Свердловск: ИГиГУО АН СССР. 1989. С. 15—16.
3. Ждан А. В. О тектонической приуроченности некоторых рудных проявлений Алайского хребта//Геотектоника. 1985. № 2. С. 57—66.
4. Кузнецов Л. В., Лыточкин В. Н., Ненахов В. М., Перфильев А. С. Полимиктовый терригенный меланж Алайского хребта//Геотектоника. 1990. № 5. С. 69—81.
5. Blake M. C., Jones D. L. Origin of Franciscan melanges in Northern California//Modern and Ancient Geosynclinal Sedimentation/Ed. Dott R. M., Shaver R. H. Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Spec. Publ. 19. 1974. P. 345—357.
6. Cloos M. Flow melanges: numerical modelling and geologic constraints on their origin in the Franciscan subduction complex. California//Geol. Soc. Amer. Bul. 1982. V. 93. № 4. P. 330—345.
7. Cowan D. S. Deformation of partly dewatered and consolidated Franciscan sediments near Piedras Blancas Point, California//Trench-Forearc Geology: Sedimentation and Tectonics on Modern and Ancient Active Plate Margins/Ed. Leggatt J. K. 1982. P. 439—457.
8. Cowan D. S. Structural styles in Mesozoic and Cenozoic melanges in the western Cordillera of North America//Geol. Soc. Amer. Bull. 1985. V. 96. № 5. P. 451—462.
9. Cowan D. S., Page B. M. Recycled Franciscan material in Franciscan melange west of Paso Robles, California//Geol. Soc. Amer. Bull. 1974. V. 86. № 8. P. 1089—1095.
10. Hibbard J., Williams H. Regional setting of the Dunnage melange in the Newfoundland Appalachians//Amer. J. Sci. 1979. V. 279. P. 993—1021.
11. Hsü K. Melanges and their distinction from olistostromes//Modern and Ancient Geosynclinal Sedimentation, Proc. Symp. Madison (Wisc.) 1972. Tulsa. (Ozla) 1974. P. 321—333.
12. Melanges: Their Nature Origin and Significance/Ed. Raymond L. A.//Geol. Soc. Amer. Special Paper. 1984. № 198. P. 38—53.
13. Needham D. T. Assymmetric extensional structures and their implications for the generation of melanges//Geol. Magazine. 1987. V. 124. № 4. P. 311—318.
14. Page B. M. Franciscan melanges compared with olistostromes of Taiwan and Italy//Tectonophysics. 1978. V. 47. № 3—4. P. 223—246.

Геологический институт РАН,
Москва, 109017;
Южнокиргизская геологическая экспедиция,
Ош, 714000

Поступила в редакцию
21.I.1991

Рецензент: В. С. Буртман .

УДК 551.2(551.5)

© 1992 г. ШПУНТ В. Р.

**ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ ПРОЯВЛЕНИЙ МАГМАТИЗМА
НА ВОСТОКЕ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ В НЕОГЕЕ**

В статье впервые для древних платформ рассматриваются пространственно-временные соотношения позднедокембрийского и фанерозойского магматизма — базитового, кимберлитового, калиевого щелочного и ультраосновного щелочного с карбонатитами. Выделяются три типа тектонических обстановок: рифтогенеза с базитовыми комплексами повышенной и нормальной щелочности, коллизионных зон с кимберлитами и калиевыми щелочными вулканитами, узлов пересечения палеорифтовых зон поперечными глубинными разломами сдвигового типа с вулканоплутоническими постройками ультраосновных щелочных с карбонатитами пород. Отмечается стабильность пространственного положения мантийных очагов генерации расплавов, что привело к телескопированию разновозрастных магматических формаций глубинного зарождения в локальных приповерхностных участках земной коры.

Shpount B. R. Tectonic settings of magmatism occurrence in the east of the Siberian platform in the Neogene. *Geotectonics*. 1992. № 3. Discussed in the article are space-age relations of the late Precambrian and Phanerozoic magmatism, basite, kimberlite, potassium-alkaline and the ultramafic alkaline with carbonatites. Three types of tectonic settings are distinguished: rifting with basite complexes of high and normal alkalinity, collisional zones with kimberlites and potassium alkaline volcanics, cross points of paleorift zones with transverse deep strike-slip faults comprising volcanic-plutonic structures of ultramafic alkaline rocks with carbonatites. The position of mantle centers of melt generation in space is found to be stable, so leading to telescoping non-coeval deeply originated igneous formations in local near-surface parts of the Earth crust.

На востоке Сибирской платформы сосредоточены почти все генетические типы магматических комплексов, характерные для древних континентов. Среди них преобладающим распространением пользуются базитовые образования. Значительно меньше развиты кимберлиты с сопутствующими карбонатитами, щелочно-ультраосновными породами и калиевыми щелочными вулканитами, а также массивы ультраосновных щелочных пород с карбонатитами, слагающие крупные (до нескольких десятков километров в диаметре) вулканоплутонические постройки многоэтапного формирования.

Проблема реконструкции тектонических обстановок проявлений магматизма на Сибирской платформе до последнего времени рассматривалась несколько односторонне. Исследования многих геологов были направлены главным образом на изучение вещественного состава и петрологии магматических комплексов, а также на установление их пространственной связи с конкретными зонами разломов, без учета вариаций геотектонических режимов.

Для воссоздания целостной концепции формирования платформенных магматических комплексов представляется необходимым провести следующие разработки: 1) составить по геолого-геофизическим данным структурный план проявлений магматизма и выявить магмоконтролирующие структуры; 2) реконструировать по базитовым комплексам, имеющим наибольшее распространение по платформе, вариации геотектонических режимов их формирования в течение неогена; 3) изучить пространственно-временные соотношения между базитовыми комплексами каждого этапа тектономагматической активизации и близкими им

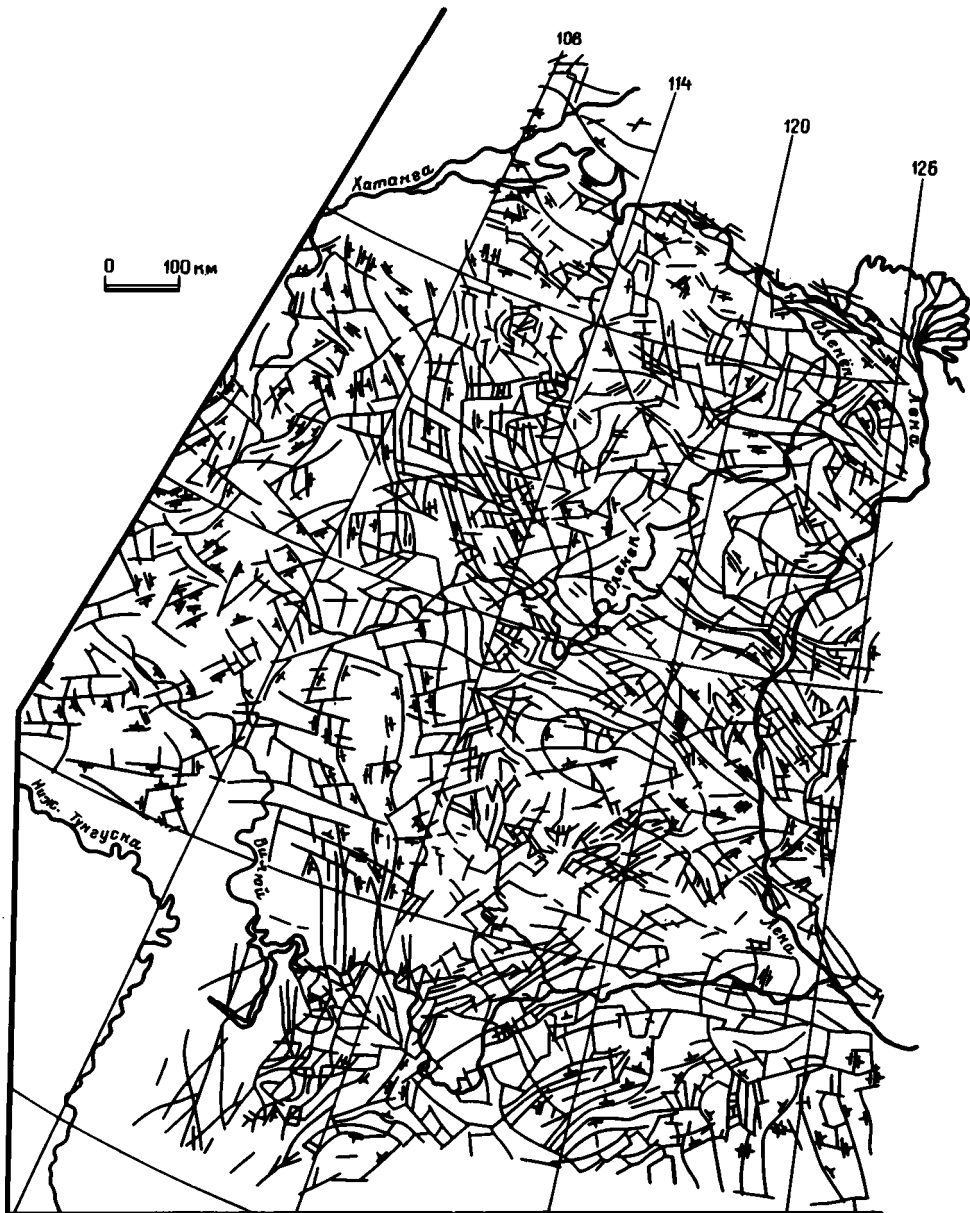


Рис. 1. Схема разрывных дислокаций в кристаллическом фундаменте востока Сибирской платформы. Составлена по материалам гравимагнитных исследований в интерпретации Д. В. Аброскина [27]

по возрасту кимберлитовыми и калиевыми щелочными образованиями, ультраосновными щелочными комплексами; 4) определить общий характер последовательности проявлений платформенного магматизма при изменении тектонических обстановок.

СТРУКТУРНЫЙ ПЛАН ПРОЯВЛЕНИЯ МАГМАТИЗМА

Наиболее контрастно структурные ограничения площадей распределения магматических комплексов и особенности строения магмопроводящих зон выражены

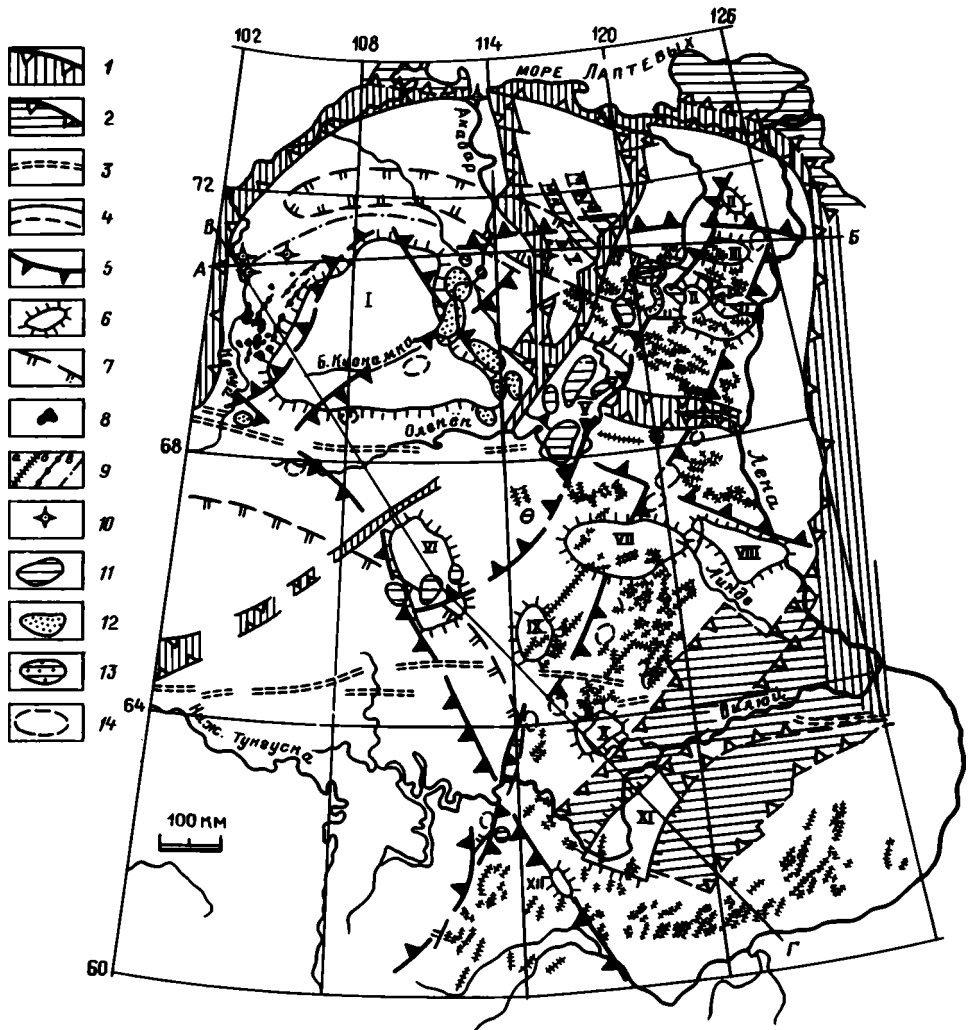
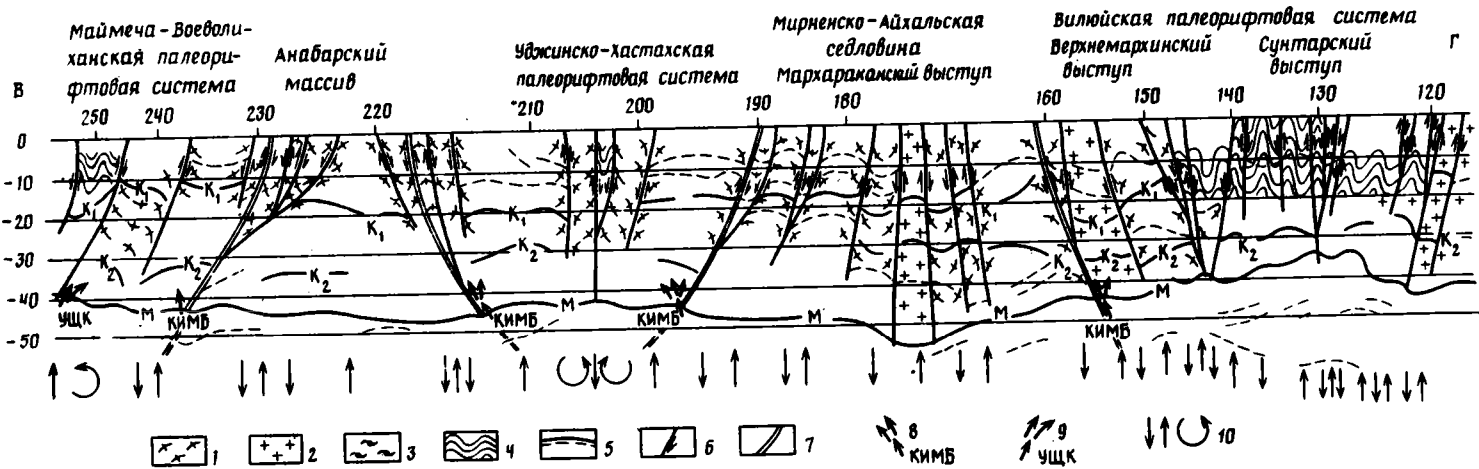
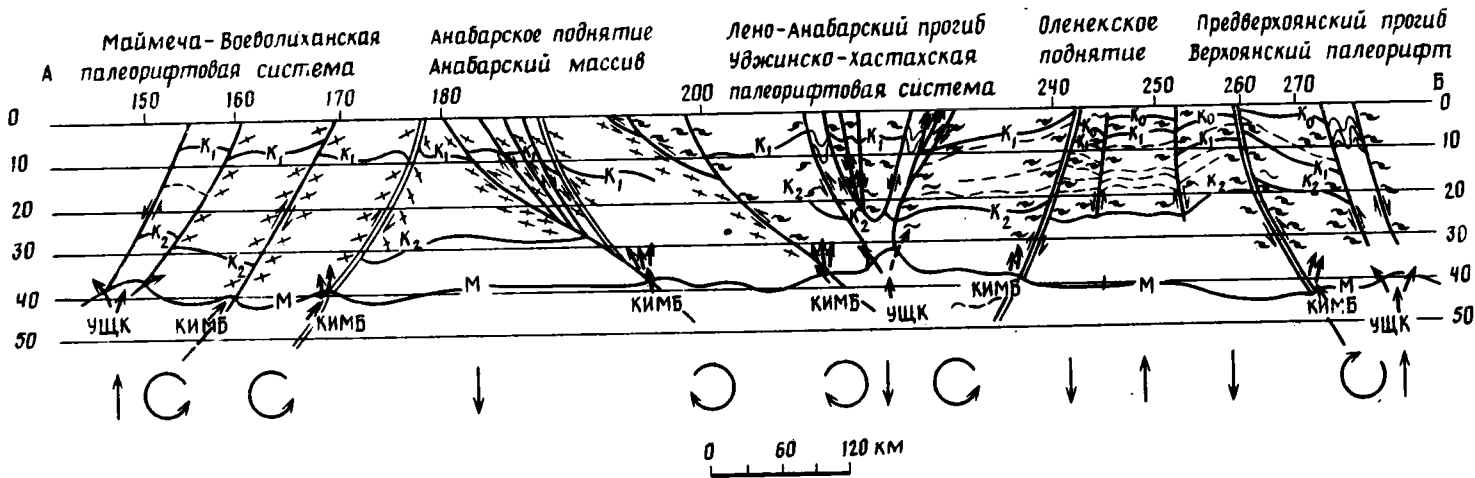


Рис. 2. Структурно-магматическая схема востока Сибирской платформы

1, 2 — палеорифтовые зоны: 1 — позднедокембрийские, 2 — среднепалеозойские; 3 — зоны мезозойского незавершенного рифтогенеза; 4 — условные границы рифтовых зон; 5 — коллизионные зоны, обрамляющие позднедокембрийские палеорифты; 6 — блоковые выступы кристаллического фундамента (I — Анабарский, II — Келимерский, III — Солонийский, IV — Далдынский, V — Укуитский, VI — Айхальский, VII — Тюнгский, VIII — Жиганский, IX — Мархараканский, X — Верхнемархинский, XI — Сунтарский, XII — Верхневилучанский); 7 — границы траптовых синеклиз; 8 — субвулканические пластовые тела рифейского возраста; 9 — дайковые тела: а — позднедокембрийские, б — среднепалеозойские, в — мезозойские; 10 — массивы ультраосновных щелочных пород; 11—14 — области проявления кимберлитового магматизма: 11 — среднепалеозойские, 12 — мезозойские, 13 — совмещенные среднепалеозойские и мезозойские, 14 — предполагаемые неустановленного возраста

в кристаллическом фундаменте Сибирской платформы. В связи с этим структурные построения осуществлялись главным образом по верхнему горизонту архейского кристаллического основания. При слабой и неравномерной изученности фундамента Сибирской платформы бурением и ГСЗ современные представления о глубинном строении региона базируются в основном на гравимагнитных данных, эффективное использование которых обуславливается достаточно резкой дифференциацией земной коры территории по физическим свойствам [27].

Важнейший элемент геологической структуры Сибирской платформы — разломы. По геологическим данным разрывные нарушения на платформе надежно



выделяются только на Алданском щите, Анабарском массиве и на Оленекском поднятии. На остальной части территории, закрытой осадочным чехлом, они прослеживаются в основном по геофизическим данным. В гравитационном поле разрывные тектонические нарушения отличаются повышенными горизонтальными градиентами силы тяжести и часто контролируются характерными особенностями магнитного поля: ориентировкой аномалий, сменой знака аномалий и т. д. Некоторые из наиболее крупных нарушений находят отражение в материалах сейсморазведочных работ. При анализе гравитационного поля, преобразованного по формуле Саксова — Нигарда, определялись направления падения плоскостей смещения по разломам. В итоге по восточной части Сибирской платформы, в пределах которой сосредоточены разновозрастные магматические комплексы всех рассматриваемых генетических типов, была составлена схема разрывных дислокаций в кристаллическом фундаменте, содержащая определенные элементы пространственного соотношения блоков (рис. 1).

Для построения структурного плана проявления магматизма использовалась также карта поверхности кристаллического фундамента востока Сибирской платформы, составленная в Якутском Институте геологических наук СО АН СССР по уточненным геолого-геофизическим данным [27]. По этой карте рельефа фундамента была проведена реконструкция рифтогенных структур, сформированных в течение позднего докембрия и фанерозоя.

Размеры и конфигурация рифтогенных депрессий устанавливались по расчетным величинам глубин залегания фундамента и геологическим данным о мощностях рифейских, вендских, палеозойских и мезозойских толщ, приводимых на картах Государственной геологической съемки масштаба 1:200 000. В результате составлялись схемы изопакит для позднедокембрийской и среднепалеозойской эпох рифтогенеза [27, 31, 38]. Границы рифтогенных депрессий проводились по разломам, рассекавшим, по гравимагнитным и геологическим данным, архейский кристаллический фундамент (см. рис. 1, 2).

Примечательно, что системы субпараллельных разломов, имеющих те же простирания, что и рифтогенные депрессии, трассируются в плечевых частях палеорифтовых построек. К ним приурочены, как правило, рои базитовых даек, хорошо прослеживаемых при геологических исследованиях и по данным аэромагнитных съемок. Следует отметить, что данные аэромагнитных съемок в этом случае информативнее, чем прямые геологические наблюдения, поскольку они фиксируют как вскрытые на поверхности дайковые тела, так и залегающие на глубине. Наибольшее сгущение разломов и сопутствующих им даек отмечается вблизи рифтогенных депрессий. По периферии количество разломов рифтогенных направлений заметно сокращается и собственно рифтогенные области сменяются коллизионными зонами.

Геолого-геофизический образ коллизионных зон складывается на Сибирской платформе из нескольких параметров. Они обрамляют по периферии палеорифтовые постройки и приурочены к разломам, имеющим примерно те же простирания, что палеорифтовые депрессии, но удалены от осей этих депрессий в плечевых частях на расстояние 150—200 км. Для коллизионных зон, ширина которых составляет около 20—30 км, характерна потеря коррелятивности аномалий гравимагнитных полей. Она обусловлена, видимо, изменением состава и физического состояния пород архейского фундамента вдоль зон глубинных дислокаций. По данному признаку зоны можно подразделить на два типа, один из

Рис. 3. Схематические разрезы земной коры по профилям Воркута — Тикси (А—Б) и Моркока — Вилюй (В—Г). Составлены с использованием данных [26]. Положение разрезов см. на рис. 2
1—3 — вещественные комплексы фундамента (AR₁₋₂): 1 — гранулиты (эндербиты)-гнейсовые, 2 — гранито-гнейсовые, 3 — серогнейсово-зеленокаменные; 4 — зеленокаменные трюги (AR₃); 5 — границы слоев земной коры (K₁, K₂, M) и скоростных характеристик; 6—7 — разломы; 8 — палеорифтовых систем, 7 — коллизионных зон; 8—9 — участки возможной инъекции: 8 — кимберлитовой магмы, 9 — магмы, формирующей ультраосновные щелочные комплексы (типа массива Томтор); 10 — направление движений блоков земной коры

которых характеризуется пространственной приуроченностью к границам мегаблоков с различным составом и возрастом архейских толщ, а к другому типу относятся зоны, секущие эти мегаблоки, но также выделяющиеся по потере коррелятивности гравимагнитных характеристик.

Примечательна сходимость контуров выделяемых коллизионных структур с кимберлитом-контролирующими зонами, которые фиксируются площадными глубинными сейсмическими зондированиями в районах Малоботубинского и Далдыно-Алакитского полей по резким возрастаниям граничных скоростей в нижних частях разреза земной коры до 9,1 км/с [28]. Эти же зоны выделяются по сейсмическим данным как своеобразные желоба глубиной до 10 км в поверхности М. В целом по результатам сейсмического, а также магнитотеллурического зондирования в областях развития палеорифтов отмечаются куполовидные воздымания поверхности М, а по периферии этих выступов, в коллизионных зонах, где выклиниваются астеносферные линзы [17], регистрируются линейные желобообразные прогибы. А. А. Духовский [7], исследовавший региональные закономерности пространственного размещения кимберлитового магматизма Сибирской платформы по гравимагнитным данным, выделял те же кимберлитом-контролирующие линейные структуры по изменению физического состояния и состава пород архейского кристаллического фундамента.

Геотектоническая модель сопряжения палеорифтовых и коллизионных зон может быть воссоздана по профилям глубинного сейсмического зондирования Воркута — Тикси и Моркока — Вилюй (рис. 3). В приводимых разрезах земной коры показано, что в палеорифтовых структурах, как и в кайнозойских рифтах, по скоростным характеристикам фиксируется повышенная расслоенность коры и сокращение ее мощности до 30—40 км. В коллизионных зонах толщина консолидированной и уплотненной земной коры возрастает за счет смятия до 45 км.

В осадочном чехле платформы коллизионным зонам соответствуют участки повышенной тектонической трещиноватости, флексуры, мелкие складки. Мощность горизонтов осадочных пород в этих зонах по сравнению с палеорифтовыми областями значительно сокращена. По разрезам отмечаются частые перерывы в осадконакоплении.

Определение направлений падения коллизионных зон и сопровождающих их листрических разломов, осуществленное по гравимагнитным данным, показало, что на территории провинции можно выделить несколько систем крупных блоков клиновидной формы, которые контактируют друг с другом по наклонным внутри разломам и расколоты в своих центральных частях палеорифтами (см. рис. 3). Строение таких тектонических клиньев также осложнено отдельными локальными выступами фундамента, вскрытыми на поверхности (как Анабарский массив) или перекрытыми маломощным чехлом осадочных образований фанерозойского возраста. Возможно, что некоторые выступы фундамента — Тюнгский, Укукитский — сложены более древним гранулит-базитовым комплексом архейских метаморфических пород, чем окружающие их складчатые толщии фундамента. Указанные выступы обрамляются, как правило, системой концентрически ориентированных разломов.

Время начального формирования палеорифтовых систем и обрамляющих их коллизионных зон можно относить, видимо, к позднему архею, когда происходило заложение зеленокаменных троговых прогибов рифтогенной природы на тонкой континентальной коре древней плиты. Дальнейшие этапы их эволюции рассмотрены ниже.

На структурно-магматической схеме (см. рис. 2) показаны также субширотные системы разломов, которые рассекают докембрийские и палеозойские рифтовые постройки и могут быть интерпретированы как мезозойские зоны деструкции. Они формировались, возможно, с середины триаса до кайнозоя в обстановках незавершенного рифтогенеза, без образования рифтогенных депрессий. Охватывавшие их в этот период процессы тектономагматической активизации приводили

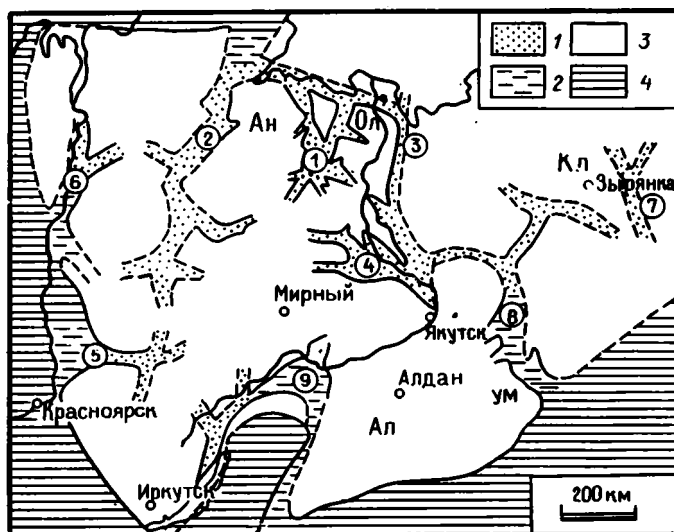


Рис. 4. Позднедокембрийские рифтовые структуры Восточно-Сибирского континента
 1, 2 — палеорифты: 1 — интраконтинентальные, 2 — окраинно-континентальные; 3 — выступы основания и неглубокие шельфовые прогибы чехла; 4 — Урало-Охотский палеоокеан
 На схеме обозначены *рифтовые системы*: 1 — Уджинско-Хастахская, 2 — Западно-Анабарская (Воеволиханская), 3 — Западно-Верхоянская, 4 — Линденская, 5 — Иркинеевская, 6 — Туруханско-Хантайская, 7 — Приколымская, 8 — Юдомо-Майская, 9 — Лено-Патомская; *шельфовые прогибы*: Ан — Анабарский, Ал — Алданский с западным Березовским прогибом, УМ — Учуро-Майский, Кл — Колымский, Ол — Оленекский (Оленекское поднятие)

к извержению базитовой магмы различной щелочности с образованием субширотных линейно вытянутых дайковых роев и тefрогенных комплексов с К-Аг-возрастом от 136 ± 6 до 198 ± 6 млн. лет.

ГЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ ПРОЯВЛЕНИЙ БАЗИТОВОГО МАГМАТИЗМА

На Сибирской платформе в течение неогей последовательно сменяли друг друга тектонические обстановки континентального рифтогенеза позднего докембрия, среднего и позднего палеозоя, рассеянного спрединга при образовании трапповых синеклиз в позднем палеозое — раннем мезозое, незавершенного рифтогенеза в среднем — позднем мезозое и затем снова континентального рифтогенеза в раннем кайнозое [23, 27].

Позднедокембрийский рифтогенез. На Сибирском палеоконтиненте позднедокембрийские рифтовые постройки, судя по геолого-геофизическим данным, представляли собой линейно вытянутые ветвящиеся прогибы длиной 500—1000 км и шириной в среднем 30—50 км [31]. Среди них можно выделить внутриконтинентальные палеорифтовые зоны типа Уджинско-Хастахской, в которых мощность вулканогенно-осадочных толщ не превышала 3 км, а также окраинно-континентальные палеорифтовые системы (Лено-Патомская, Юдомо-Майская, Туруханско-Хантайская), раскрывающиеся в сторону подвижных энсиматических поясов и заполненные более мощными (до 10—15 км) толщами (рис. 4). Широко распространены также вулканогенно-осадочные чехольные комплексы, которые наиболее развиты вблизи палеорифтовых построек второго типа (разрезы Оленекского и Анабарского поднятий, Березовского и Учуро-Майского прогибов).

Сопоставление структурных планов позднедокембрийского и среднедокембрийского (поздний архей — ранний протерозой) этапов указывает на наличие унаследованности в расположении выступов архейского фундамента и окружающих их прогибов трогового и площадного типов [32]. Наибольшую преемст-

венность в развитии обнаруживают протяженные позднеархейские и раннепротерозойские трюги, с которыми близки по границам и направлениям простираний изученные части рифейских палеорифтов (Уджинско-Хастахский, Верхоянский и др.).

Зонами, ограничивающими «сферы влияния» позднедокембрийских палеорифтов, служат коллизионные зоны, контрастно проявленные в виде систем крутопадающих разломов в архейском кристаллическом фундаменте. Наиболее детально особенности их строения как зон доминирующего сжатия и крутонаклонных надвигов были проанализированы по геолого-геофизическим данным в северо-восточной части Сибирской платформы. В этом регионе коллизионные зоны в виде сходящегося к центральной части платформы клина обрамляют две ветви Уджинско-Хастахской палеорифтовой постройки. Одна из зон, состоящая из серии разломов листрического типа, приурочена к восточному склону Анабарского массива, другая — к западному склону Оленекского поднятия; падение разломов в обеих зонах направлено во внутреннюю часть клина, к палеорифтовым постройкам. Еще одна коллизионная зона выявлена на восточном склоне Оленекского поднятия, где установлено ее падение на восток, в сторону Западно-Верхоянского палеорифта. Коллизионной зоной обрамлен с северо-запада Анабарский массив, что и придает ему в современном срезе своеобразный облик в форме треугольника (см. рис. 2).

Следует полагать, что доминирующие режимы растяжения в рифтах и сжатия в коллизионных зонах обуславливали появление двух различных магматических ассоциаций. В палеорифтовых зонах, и особенно в их плечевых обрамлениях доминировал базальтовый магматизм, проявленный преимущественно в вулканической форме с высокой эксплозивностью и высокой калиевой щелочной специализацией. Интрузивные фации представлены либо дайками, которые относятся к глубинным корневым комплексам древних вулканических систем, либо пластовыми телами (маломощные силлы и небольшие лакколиты), сформированными в гипабиссальных условиях. С глубиной мощность дайковых тел уменьшается, но возрастает степень их разветвленности; в архейском фундаменте их распределение контролируется сдвигово-раздвиговыми дислокациями кристаллических пород (Анабарский массив). Выше по разрезу, в рифейском чехле, дайковые рои имеют более выдержанные тренды простираний и кулисообразное построение (обрамление Алданского щита и западный склон Анабарского массива).

Менее значительно распространены, чем дайки, покровы базальтов и близкие к ним по текстурно-структурным особенностям породы субвулканических пластовых тел. Вулканические постройки вследствие прибрежно-морской абразии не сохранились; основная масса пирокластического материала была вовлечена в осадочные процессы и аккумулярована в переотложенном состоянии в виде вулканотерригенных и вулканогенно-карбонатных пород, реже туфов. Общая последовательность магматических процессов в палеорифтовых областях позднего докембрия на Сибирской платформе детально была описана в предшествующих публикациях [31, 33].

В целом можно констатировать, что в палеорифтовых структурах позднего докембрия Сибирской платформы доминирующим развитием пользуются базиты, образованные субщелочной толлит-базальтовой серией расплавов. Их калиевая специализация была предопределена исходным магнеобразованием и усиливалась метамагматическим преобразованием базитовых расплавов в промежуточных камерах за счет привноса калия и связанных с ним некогерентных элементов магнийными флюидами. Последующая дифференциация ошелоченных толлит-базальтовых расплавов в верхних горизонтах коры приводила к появлению широкого спектра пород от основного и субщелочного основного до щелочного (трахитового) и кремнекисло-щелочного (риолитового) составов. Магматиты изначально щелочно-основной серии достаточно уверенно фиксируются лишь в среднерифейское и вендское время [21].

Особенности вещественного состава базитов, залегающих в коллизионных

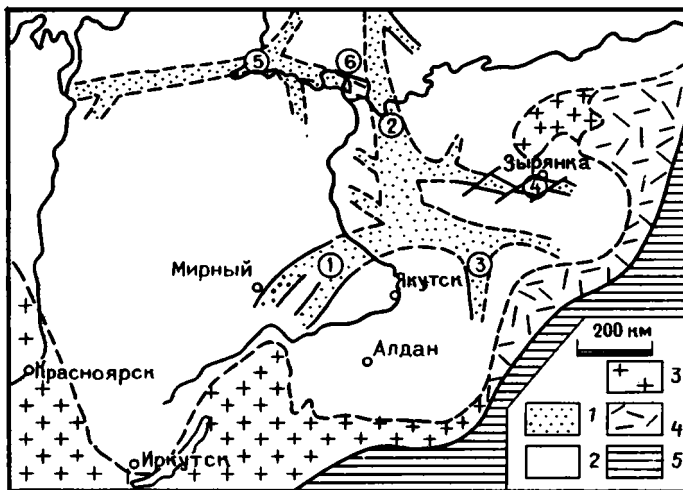


Рис. 5. Среднепалеозойские рифтовые структуры Восточно-Сибирского палеоконтинента
 1 — интраконтинентальные палеорифты; 2 — выступы основания и мелководные прогибы платформенного типа; 3 — орогенные зоны с гранитоидным магматизмом; 4 — крайноконтинентальный орогенный вулканический пояс; 5 — фрагмент Урало-Охотского палеоокеана. *Рифтовые системы*: 1 — Вилюйская, 2 — Верхоянская, 3 — Сетте-Дабанская, 4 — Арга-Тасская, 5 — Нордвикская, 6 — Караулахская

зонах, можно проследить на примере раннерифейских даек, расположенных на восточном склоне Анабарского массива и имеющих то же север-северо-восточное простирание, что и сама зона. Дайки сложены плагиодолеритами, в составе которых обильны выделения лабрадор-биотовнита, кристаллизовавшегося в ассоциации с хризолитом во время задержки базальтовой магмы в подводящем канале в условиях доминирующих напряжений сжатия. Средние составы даек этой группы, по данным Б. В. Олейникова, соответствуют субщелочным базитам [23].

Среднепалеозойский рифтогенез. Сопоставление позднекембрийского и среднепалеозойского структурного планов показывает, что часть палеорифтовых зон — Верхоянская, Сетте-Дабанская, Вилюйская — обнаруживает черты унаследованности (рис. 5). В целом среднепалеозойские палеорифтовые системы отличаются от позднекембрийских меньшей степенью разветвленности и более мощными проявлениями базитового магматизма [23, 38].

Вновь образованные коллизионные зоны, ограничивающие палеорифтовые области среднего палеозоя, структурно выражены весьма слабо как в кристаллическом фундаменте, так и в чехле. Значительно контрастнее среднепалеозойский коллизионный магматизм проявился в зонах доминирующего сжатия позднекембрийского заложения.

Из новообразованных в среднем палеозое построек наиболее детально были изучены Вилюйская палеорифтовая система [5, 11, 12, 14, 22] и Оленекское отступление (с Кютюнгинским грабеном) Верхоянского палеорифта [20].

По представлениям В. В. Гайдука [5], Вилюйская палеорифтовая система была образована в три стадии. В начальную стадию, в среднем девоне, происходило заложение пологой депрессии. Со следующей стадией связано внедрение основных интрузивов, массовое излияние эффузивов и возникновение «сводового поднятия». В течение третьей стадии, в позднем девоне — раннем карбоне, в обстановке проседания формировались рифтовые долины, ограниченные асимметричными поднятиями, происходило извержение пирокластического материала кислого и кремнекисло-щелочного состава.

Базиты Вилюйской палеорифтовой системы представлены силлами и дайками субщелочных толеитовых и толеитовых габбро-долеритов, покровами основных эффузивов, базальтовыми трубками взрыва и более кислыми туфами. Суммарный

объем вещества интрузивных базальтов составляет здесь не менее 30 000 км³, а эффузивных — не менее 50 000 км³.

Дайки в Вилъюйской палеорифтовой постройке сконцентрированы в основном в виде протяженных на сотни километров поясов в плечевых частях депрессий. Отдельные дайки и их мелкие рои приурочены к центриклинальному замыканию системы. Пластовые базитовые интрузивы залегают в нижнепалеозойской толще на бортах палеорифтовой постройки, а также в ее депрессиях. В петрохимическом отношении породы интрузивной фации относятся к производным субщелочного и нормального толеит-базальтового расплава.

В образованных в среднем палеозое коллизионных зонах, обрамляющих палеорифтовые постройки, формировались специфические базиты плагиодолеритового ряда. Они были ранее описаны Б. В. Олейниковым в Молодинском дайковом поясе, расположенном в краевой юго-западной части Оленекского (Кютюнгдинского) палеорифтового ответвления [20]. Дайковые пояса базитов, сформированные в условиях доминирующего сжатия, выявлены также в северо-западном обрамлении Вилъюйского палеорифта. По данным Б. В. Олейникова, магматиты зон сжатия обычно более глиноземистые и содержат больше калия, чем базиты плечевых зон палеорифтовых систем. На диаграмме кремнезем — сумма щелочей фигуративные точки средних составов пород даек лейкократовых габбро-долеритов и плагиодолеритов располагаются в поле щелочных базитов, рост их щелочности происходит в основном за счет увеличения доли калия [23].

Трапповые синеклизы. Обособленное положение среди базитов Сибирской платформы занимают магматические ассоциации трапповых синеклиз (Тунгусской, Курейской, Оленекской). Примечательной особенностью магматизма трапповых синеклиз древних платформ Земли являются асинхронность и относительная геологическая кратковременность его проявления. Ни на одной из древних платформ трапповые ассоциации, в отличие от базитовых комплексов палеорифтогенеза, не проявились более чем в один тектономагматический цикл, причем геологический возраст их на каждом континенте не коррелируется друг с другом. Последнее свидетельствует о катастрофическом характере процессов, благоприятствующих условиям внедрения огромных объемов (до миллиона км³) относительно малоглубинных базальтовых магм.

Магмоподводящие зоны трапповых синеклиз, в отличие от линейных магмоводов палеорифтовых областей, имеют ячеистый облик с поперечным размером ячеек, обрамленных дугообразными дайками, около 30—50 км. Эти особенности морфоструктуры свидетельствуют о формировании трапповых синеклиз в условиях рассеянного спрединга, сопровождавшегося мощным тепловым потоком. Характерно, что проявления траппового магматизма отсутствовали в докембрийские эпохи развития земли. Они регистрируются лишь с конца палеозоя, но в целом типичны для мезозоя — кайнозоя, когда земная кора была консолидирована и достигала значительной жесткости.

Вещественный состав тел трапповых синеклиз Сибирской платформы был ранее детально исследован В. С. Соболевым, А. П. Лебедевым, В. И. Гоньшаковой, В. Л. Масайтисом, В. В. Золотухиным, Г. Д. Феоктистовым и многими другими исследователями. Трапповые магматиты образованы расплавом толеит-базальтового состава с несколько различающейся степенью щелочности, железистости и магниальности.

Решающая роль в предопределении петрохимических особенностей пород траппового генетического типа принадлежала процессам исходного магмообразования, которое обеспечивало появление лишь толеит-базальтовой и пикрит-базальтовой серий. Эти базитовые комплексы трапповых синеклиз отличаются от более пестрой гаммы основных, субщелочных, основных щелочных (монцитонидных) и кремнекисло-щелочных (трахилипаритовых), не говоря уже о щелочно-оливинбазальтовых образованиях палеорифтовых зон древних платформ [23].

Мезозойский незавершенный рифтогенез окраин платформы. В течение мезозоя северная окраина Сибирской платформы локально охватывалась рифтогенной тектономагматической активизацией. Здесь, на северном и

северо-восточном склоне Анабарской антеклизы прослеживается субширотный дайковый пояс базитов, секущий раннетриасовые магматиты трапповых синеклиз. В более изученной восточной части пояса доминируют дайки трахидолеритовых порфиритов. В западной части, на Уджинском поднятии, распространены лавы и туфы. Радиологический возраст их, определенный К-Аг-методом, приведен в следующем разделе статьи. Судя по среднему химическому составу, мезозойские магматиты являются нормативно нефелинсодержащими породами, которые на диаграмме кремнезем — сумма щелочей образует свой ареал в поле щелочных базитов, некомплементарный с базитами Оленекской и Курейской провинций трапповых синеклиз [23]. В целом рассматриваемые магматиты являются представителями рифтогенных ассоциаций, хотя морфологически рифтовая структура позднего мезозоя проявилась недостаточно контрастно — без образования рифтогенной депрессии, заполненной вулканогенно-осадочными породами.

Анализ тектонических обстановок проявления базитового магматизма в неогее на Сибирской платформе позволяет сделать следующие выводы.

1. В течение позднего докембрия и фанерозоя в регионе неоднократно повторялись циклы рифтогенной деятельности, сопровождавшейся формированием базитовых комплексов. Отмечается последовательное снижение степени разветвленности палеорифтовых построек и их площадной распространенности от рифея до кайнозоя, но при этом интенсивность процессов, выражаемая объемом извергнутых из глубины магматических продуктов в единицу геологического времени (около 10 млн. лет), неуклонно возрастала. Следует также констатировать, что позднекембрийские рифтогенные базиты имели более высокие уровни калиевой щелочности и кремнекислотности, чем базиты среднепалеозойских палеорифтовых систем. Вероятно, эти тенденции общие для всех древних платформ Евразии, где процессы рифтогенеза активизировались примерно в одно и то же геологическое время.

2. В зонах, ограничивающих рифтогенные области растяжения, существовала обстановка сжатия, в условиях которой формировались специфические плагиодолеритовые ассоциации и базитовые комплексы повышенной щелочности.

3. Трапповые синеклизы формировались на континентах Земли асинхронно и были связаны на каждой древней платформе, по-видимому, с одноактными и катастрофическими процессами рассеянного спрединга. Набор магматитов в них более ограничен, чем в палеорифтовых структурах.

ВОЗРАСТНЫЕ СООТНОШЕНИЯ КИМБЕРЛИТОВОГО, КАЛИЕВОГО ЩЕЛОЧНОГО И БАЗИТОВОГО МАГМАТИЗМА

Ранее установлено, что этапы кимберлитобразования были связаны во времени с региональными перерывами осадконакопления, возникавшими в режиме доминирующего сжатия. К этим же этапам приурочено формирование калиевых щелочных вулканитов, пространственно ассоциирующих с полями кимберлитов [33, 35]. Временные интервалы эпох перерывов в осадконакоплении являются возрастными индикаторами «палеотектонических ниш», с которыми следует сопоставлять датировки, полученные различными методами радиометрии по кимберлитам [2].

Главенствующим режимом проявления базитового магматизма было растяжение, которое обеспечивало проникновение из мантии в верхние горизонты коры базальтовой магмы. Данный режим противопоставляется геотектонической обстановке кимберлитобразования. Возрастные их соотношения отражают последовательность магматических событий в каждой эпохе тектонической активизации платформы.

П о з д н и й р и ф е й. По геологическим данным в конце рифея выявлена «палеотектоническая ниша» с региональным предвендским перерывом в осадконакоплении. Времени образования этой «ниши» предшествовало проявление рифтогенного щелочно-базитового магматизма в северо-восточной и восточной частях

Сибирской платформы, в плечевых частях Уджинского, Воеволиханского и Юдомо-Майского палеорифтов. Исходя из геологической ситуации и К-Аг-датировок, возраст этого магматизма устанавливается в 800—750 млн. лет [31].

Позднерифейские тела кимберлитов не обнаружены, но на восточном и западном склонах Анабарского массива установлено присутствие калиевых щелочных вулканитов, перекрытых базальными гравелитами вендского возраста [4, 6, 16, 19]. Можно полагать, исходя из геологической ситуации, что калиевые щелочные вулканиты несколько моложе по возрасту, чем позднерифейские базальтовые тела рифтового генотипа.

Поздний венд. На северо-восточной окраине Сибирской платформы, на Оленекском и Хараулахском поднятиях западного плеча Верхоянского палеорифта, был сформирован трахибазальтовый комплекс субвулканических силлов и лав. Судя по стратиграфическому положению эффузивов, возраст трахибазальтов соответствует позднему венду.

Несколько позже образовались трубки взрыва калиевых щелочных пород на Оленекском поднятии, в которых содержатся ксенолиты поздневендских трахибазальтов. Вулканические жерла перекрыты вулканотерригенными породами немакит-далдынского горизонта, содержащими поздневендско-раннекембрийские фаунистические остатки [1], поэтому время формирования трубок взрыва калиевых щелочных пород принимается как граница между поздним вендом и ранним кембрием [35].

Ранний палеозой. Имеются данные о распространении небольшого роя даек трахит-трахибазальтового состава на Оленекском поднятии в бассейне р. Хорбусуонка, по которым получены Rb-Sr-изохроны 437 ± 13 млн. лет (поздний ордовик). К этой характеристике близки Rb-Sr изохронные датировки 436, 441 и 447 млн. лет по ряду кимберлитовых тел в Чомурдахском поле. Ранее по трубке «Мир» Малоботуобинского поля уран-свинцовым методом была получена датировка 449,8 млн. лет [2, 8]. «Палеотектоническая ниша» этого этапа соответствует позднему ордовику — раннему силуру (450—430 млн. лет).

Средний палеозой. Анализ стратиграфического положения среднепалеозойских базитовых вулканитов Вилюйской палеорифтовой системы позволил установить, что основной магматизм проявлялся в живетского века среднего девона до франского века позднего девона включительно, примерно в интервале 370-335 млн. лет. Возраст формирования кимберлитовых тел в Малоботуобинском, Алакитском, Далдынском, Моркокинском, Верхнемунском, Чомурдахском, Западно- и Восточно-Укукитском, Огонер-Юряхском, Мерчимденском, Толуопском, Куойкском полях (см. рис. 2) определялся Ф. Ф. Брахфогелем [2] по комплексу радиометрических данных (Rb-Sr-, K-Ag-, U-Pb-датировки), составу ксенолитов магматических и осадочных пород чехла, стратиграфическому положению промежуточных коллекторов минералов — спутников алмаза. Он соответствует «палеотектонической нише» позднего девона — раннего карбона (фамен — ранний турне интервала 350-340 млн. лет). Сопоставление радиометрических и геологических данных показывает, что среднепалеозойский базитовый магматизм, проявленный в главную фазу рифтогенеза, опережал кимберлитообразование, которое было приурочено к инверсионной стадии развития рифтогенных систем с импульсным раскрытием обрамляющих рифты коллизионных зон.

Ранний мезозой. В геотектонической обстановке рассеянного спрединга завершалось формирование трапповых синеклиз. Возрастной интервал проявления траппового магматизма по К-Аг-датировкам и стратиграфическому положению вулканогенно-осадочных толщ устанавливается в 255—230 млн. лет. Раннемезозойские кимберлитовые тела, объединенные в Куранахское, Лучаканское, Биригиндинское, Дюкенское, Ары-Мастахское, Старореченское поля, сосредоточены на восточном склоне Анабарского массива. В кимберлитах содержатся ксенолиты трапповых базитов и нижнетриасовых пирокласто-осадочных пород. Радиометрические датировки, полученные

Rb-Sr-, K-Ag- и U-Pb-методами, позволяют ограничить возраст раннемезозойского кимберлитобразования интервалом 225—210 млн. лет [2]. Этот интервал характеризуется региональным перерывом в осадконакоплении.

К такому же возрасту приурочен этап формирования трубок взрыва калиевых щелочных пород, обнаруженных вблизи Малоботуобинского кимберлитового поля [25]. K-Ag-возраст эруптивных брекчий равен 217—214 млн. лет.

В целом на раннемезозойском этапе активизации регистрируется разрыв во времени между проявлением базитового магматизма в трапповых синеклизах и кимберлитобразованием с более ранней вспышкой траппового магматизма.

Средний — поздний мезозой. На северо-востоке Сибирской платформы регистрируется по две вспышки базитового и кимберлитового магматизма в юрский и меловой периоды [2]. О проявлении юрского базитового магматизма можно судить по присутствию тефрогенного базитового материала в составе средне- и верхнеюрских отложений Лено-Анабарского прогиба [29]. Кроме того, на северной окраине платформы выявлен протяженный на сотни километров субширотный пояс даек высокотитанистых трахидолеритов, секущих трапповые тела. Южнее Анабарского массива, в бассейне р. Мойеро, K-Ag-датировки ряда дайковых тел показали вариации от 136 ± 6 до 198 ± 6 млн. лет. Приведенные данные не строго корректны, но анализ истории развития Анабарской антеклизы приводит к заключению, что такой этап базитовой магматической деятельности мог проявиться в интервале 180—160 млн. лет.

С юрским этапом кимберлитобразования связаны трубчатые и жильные кимберлитовые тела Молодинского, Хорбусуонского и частично Куойкского полей на Оленекском поднятии. Еще одно поле кимберлитов юрского возраста — Харамайское — обнаружено на юго-западном склоне Анабарского массива. Сопоставление ксеногенных возрастных реперов и радиометрических датировок позволяет ограничить интервал кимберлитобразования до 150—140 млн. лет [2]. Примечательна пространственная приуроченность юрских кимберлитовых тел к полям распространения среднепалеозойских кимберлитовых пород и поздневендских калиевых щелочных вулканитов (см. рис. 2).

Проявление ранне- и позднемелового базитового магматизма подтверждается нахождением туфов трахибазальтов и вулканотерригенных песчаников в составе нижне- и верхнемеловых толщ Лено-Анабарского прогиба [29]. Кроме того, в районе кимберлитовой трубки «Удачная» обнаружены жилы калиевых трахитов и трахибазальтов с датировками Rb-Sr- и K-Ag-методами 108—106 млн. лет [9].

Кимберлитовый магматизм мелового возраста проявился в Биригиндинском поле на юго-восточном склоне Анабарского массива. В ксеногенном материале кимберлитов обнаружены остатки меловой флоры. Rb-Sr-изохронные датировки соответствуют концу раннего — началу позднего мела (100 ± 7 и 100 ± 14 млн. лет), когда на северо-востоке платформы происходил перерыв в осадконакоплении. Исходя из положения «палеотектонической ниши», возрастные рубежи мелового кимберлитобразования приняты от 105 до 90 млн. лет [2].

Ранний кайнозой. На севере Анабарского массива, в районе Попигайского грабена установлены мел-палеогеновые проявления базитового вулканизма [29]. С ним сближен по возрасту этап кимберлитобразования на восточном склоне Анабарского массива, где в ряде мезозойских кимберлитовых полей обнаружены трубки, сформированные в палеоцен — эоцене (60—50 млн. лет по Rb-Sr-изохронным датировкам).

ГЕОТЕКТОНИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА ПРОЯВЛЕНИЙ КИМБЕРЛИТОВОГО МАГМАТИЗМА И КАЛИЕВОГО ЩЕЛОЧНОГО ВУЛКАНИЗМА

Кимберлитовые образования и ассоциирующие с ними калиевые щелочные вулканиты группируются в виде цепочек локальных полей, пространственно обособленных от палеорифтовых депрессий. Отмечается их приуроченность к коллизионным зонам, которые обрамляют докембрийские палеорифтовые по-

стройки (см. рис. 2). Примечательной особенностью такого пространственного размещения служит то, что в коллизионных зонах, связанных с палеорифтовыми системами докембрийского заложения, сконцентрированы магматические ассоциации наиболее глубинного мантийного генезиса. При этом отмечается телескопирование глубинных магматических комплексов, когда в пределах локальных полей сосредоточены разновозрастные кимберлитовые тела и калиевые щелочные вулканы большого — в сотни миллионов лет — возрастного диапазона. Интересно, что длинные оси кимберлитовых трубок и их дайковые корневые тела ориентированы согласно простиранию коллизионных зон, что служит еще одним подтверждением магмоконтролирующей роли этих региональных дислокаций [2].

Локальное размещение кимберлитовых полей определяется узлами пересечения самих коллизионных зон друг с другом или коллизионных зон с базитоконтролирующими разломами, ориентированными вкрест простирания коллизионных дислокаций. Положительным фактором контроля размещения кимберлитов служит также появление блоковых выступов более древних метаморфических комплексов фундамента, которые возникли, вероятно, вследствие горизонтальных внутриплитных движений при развитии коллизионных и рифтовых структур. Выявленные особенности локального размещения кимберлитовых полей были положены в основу прогнозирования новых пространственных групп кимберлитов на территории Якутской провинции (см. рис. 2).

Ранее отмечалось, что коллизионные разломы приурочены либо к границам мегаблоков с различным составом и возрастом архейских толщ, либо прослеживаются внутри мегаблоков по потере корреляции гравитационных и магнитных аномалий. В зонах второго типа, секущих мегаблоки, сосредоточены все ранне- и среднепалеозойские, а в северо-восточной части провинции и некоторые мезозойские (юрские) кимберлитовые тела. В коллизионных зонах первого типа, пространственно тяготеющих к межблоковым границам фундамента, расположены более молодые телескопированные кимберлитовые комплексы раннемезозойского — раннекайнозойского возраста. Позднедокембрийские калиевые щелочные вулканы присутствуют в коллизионных зонах обоих типов.

В отличие от коллизионных зон докембрийского заложения, в зонах, обрамляющих среднепалеозойские палеорифты с дискордантным расположением относительно докембрийских построек, магматические ассоциации кимберлитов с калиевыми щелочными вулканами обнаружены не были. Вероятно, при среднепалеозойской активизации вновь образуемые дислокации коллизионного типа имели меньшую глубину проникновения в верхнюю мантию и не достигали горизонтов, где формировались расплавы кимберлитовых и калиевых щелочных пород.

Еще одной примечательной особенностью докембрийских коллизионных зон следует считать пульсирующий характер их развития. При общем доминирующем сжатии в периоды инверсий палеорифтовых систем коллизионные зоны приобретали тенденцию к растяжению и локальному раскрытию. В эти дискретные промежутки геологического времени происходила декомпрессия глубинных магматических очагов в верхней мантии и расплавы щелочно-ультраосновного состава с высокой скоростью проникали по образовавшимся узким каналам из мантии в различные горизонты земной коры. Вследствие пульсирующего режима (сжатие — растяжение — сжатие...) происходила задержка продвижения расплавов на границе коры и мантии, но затем при кратковременных раскрытиях этих промежуточных камер следовали новые извержения в верхней части с дроблением вмещающих пород и ранее раскристаллизованной магматической массы.

Эволюцию процессов кимберлитобразования во времени можно представить в следующем виде.

Начальный этап следует относить, видимо, к позднему архею, когда первичная и довольно тонкая кора Сибирского континента подвергалась деструкции с формированием проторифтовых зеленокаменных прогибов. С возникавшими по периферии позднеархейских проторифтов зонами сжатия при участии потоков

восходящих флюидов было связано образование первичных глубинных верхне-мантийных очагов магмогенерации, в которых начиналась кристаллизация алмазов. К продуктам этой ранней магмогенерации относятся слюдястые пироксениты и перидотиты, содержащие комплекс минералов-спутников алмаза (пиропы, хромшпинелиды, флогопит и др.), локализованные вдоль зон разломов сдвиго-надвиговой природы Восточно-Анабарской коллизионной зоны. Метаморфизм этих пород проходил в условиях амфиболитовой фации, возраст их по К-Аг-датировкам около 3 млрд. лет.

В позднем докембрие коллизионные зоны, унаследовавшие свои простирания от позднеархейских, являлись магмоконтролирующими структурами для калиевых сиенитов и трахириолитов, калиевых щелочных вулканитов. Вероятно, в этот период фронт очагов магмогенерации был локализован лишь на уровне эклогитового слоя верхней мантии [35].

Более глубинные уровни верхней мантии после вскрытия разрывными дислокациями древних позднеархейских очагов, в которых формировались и длительное время сохранялись алмазоносные минеральные ассоциации, были вовлечены в процессы кимберлитообразования лишь в фанерозое. Наибольшей глубины дислокации достигали, судя по повышенной алмазоносности, в среднем палеозое и несколько меньше в раннем мезозое. Можно предположить, что степень алмазоносности продуктов извержения предопределялась интенсивностью и масштабностью вспышек базальтового магматизма в главную рифтогенную стадию.

ГЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ ПРОЯВЛЕНИЙ ЩЕЛОЧНО-ПИКРИТОВОГО И ПИКРИТ-ЛАМПРОИТОВОГО МАГМАТИЗМА

При реконструкции геотектонических обстановок отмечалось, что выделяются два режима, благоприятные для образования рассматриваемых магматических комплексов [3, 13].

Первый тип геотектонического режима характерен для пикрит-лампроитовых комплексов, распространение которых связано с палеорифтовыми постройками. В узлах пересечения палеорифтов с глубинными поперечными разломами сдвигового типа и по простиранию этих разломов происходило многоэтапное и весьма длительное, в течение нескольких сотен миллионов лет, формирование кольцевых вулканоплутонических массивов типа Томтор и Богдо на Уджинском поднятии. Для магмоконтролирующих разломов подобного типа А. А. Ельниковым и В. М. Моралевым выявлены следующие особенности их строения и развития [10].

1. Заложение систем магмоконтролирующих разломов происходило на ранних этапах геологической жизни платформы задолго до формирования массивов. Последующая тектоническая активизация в пределах провинций вызывала оживление структур древнего заложения, которые и контролировали размещение данных магматических комплексов в предвендскую, палеозойскую и мезозойскую эпохи.

2. Разломы, контролировавшие размещение массивов, обычно плохо выражены в осадочном чехле и выявляются путем комплексного анализа геолого-геофизических данных (локальный магнитный максимум и гравитационный минимум). При интерпретации обнаруживаются не только вскрытие на поверхности, но и погребенные под чехлом массивы.

3. Большинство массивов располагаются в узлах пересечения глубинных разломов. По нашим данным, такие узлы должны образоваться собственно рифтовыми разломами с режимом доминирующего растяжения и поперечными глубинными дислокациями, развивающимися в режиме сдвига и сжатия. В этом случае создаются тектонические «ловушки» весьма малого поперечного сечения, но достигающие глубинных горизонтов мантии.

Особенности развития магмоконтролирующих структур определяют гетеро-

генность строения массивов, которую можно проследить на примере вулканоплутонического комплекса Томтор на Уджинском поднятии. Начальные этапы его становления, относящиеся к позднему рифею, были связаны с интрузивной деятельностью (внедрение фонолитов, нефелиновых сиенитов), а завершающие — в среднем палеозое и раннем мезозое — реализовывались в субвулканической и вулканической формах. Завершающие этапы включали в себя образование многочисленных трубок взрыва, штоков и жил щелочных пикритов, оливинных лампроитов и мелилититов, а также туфовых и лавовых покровов щелочно-ультраосновного состава. Обращает на себя внимание примерное совпадение по возрасту главных этапов магматической активизации, приводящих к формированию массивов, и общих по Сибирской провинции временных датировок кимберлитообразования с сопутствующим калиевым щелочным вулканизмом. Это соотношение, применительно к массиву Томтор, можно представить в следующем виде (по [36]):

1. Внедрение фонолитов и нефелиновых сиенитов кольцевой периферической зоны, 800—700 млн. лет	Калиевые щелочные вулканы на склонах Анабарского массива, 800—700 млн. лет
2. Внедрение даек нефелиновых сиенитов, формирование карбонатитов ядра массива, 660—510 млн. лет	Калиевые щелочные вулканы Оленекского поднятия, 570 млн. лет
3. Метасоматическая сиенитизация, 450—440 млн. лет	Раннепалеозойский кимберлитовый магматизм, 447—436 млн. лет
4. Внедрение штоков, трубок взрыва, даек, щелочных пикритов и мелилититов, формирование туфовых и лавовых покровов ультраосновного состава, 377 ± 25 — 307 ± 21 млн. лет	Среднепалеозойский кимберлитовый магматизм, 350—340 млн. лет
5. Внедрение трубок взрыва щелочных пикритов, 226 ± 23 млн. лет	Раннемезозойский кимберлитовый магматизм, 225—210 млн. лет; калиевый щелочной вулканизм, 220—210 млн. лет

На основании приведенного возрастного сопоставления можно считать, что активизация коллизионных зон и пересекающих рифты поперечных сдвиговых разломов происходила в основном синхронно. Но глубинность очагов магмогенерации и условия плавления мантийного субстрата заметно отличалась в этих обстановках друг от друга, что объясняет уменьшение содержания барофильных минеральных компонентов (и прежде всего минералов алмазной ассоциации) в магматических комплексах околорифтовых тектонических узлов.

Второй тип тектонических обстановок характерен для коллизионных зон, где малообъемные тела (трубки взрыва, штоки, жилы) пикритов, щелочных базальтоидов и карбонатитов залегают в пределах кимберлитовых полей. Отмечается пространственная приуроченность рассматриваемых комплексов к коллизионным зонам мезозойско-кайнозойской активизации. Особо примечательна в этом отношении Восточно-Анабарская зона, где трубки, штоки и жилы пикритов и щелочных базальтоидов сосредоточены в Биригиндинском, Старореченском, Орто-Ыаргинском кимберлитовых полях. Известно распространение мезозойских тел пикритов, базальтоидов, карбонатитов вблизи от Западно-Анабарской коллизионной зоны [30]. Жильные тела карбонатитов и щелочно-ультраосновных пород раннерифейского возраста были обнаружены также в зонах глубинных разломов надвигового типа на Анабарском массиве [24, 33]. Для рассматриваемых магматических комплексов характерно сочетание четырех типов магматических образований: карбонатитов, щелочных пикритов, щелочных базальтоидов и калиевых сиенитов. Часто вблизи от этих комплексов проявляются еще кимберлитовый магматизм и калиевый щелочной вулканизм. Следует полагать, что в областях рассматриваемых магмоконтролирующих структур очаги генерации в

мантии были весьма неустойчивы и мигрировали по вертикали при каждом этапе тектонической активизации глубинных дислокаций. Судя по последовательности внедрения, происходило углубление очага магмогенерации от области зарождения высокощелочных калиевых расплавов к карбонатитовым и затем к ультраосновным — щелочным расплавам, которые формировали щелочные пикриты, а в заключительные фазы — кимберлиты.

Можно также отметить, что в рифтовой и коллизионной геодинамических обстановках объемы генерированных в мантии расплавов существенно отличались. Максимальное количество продуктов мантийных выделок концентрировалось в околорифтовых структурных узлах, а минимальное — в коллизионных зонах, где формировались лишь малообъемные субвулканические и вулканические тела, связанные магмоводами с наиболее глубинными мантийными горизонтами.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. В неогее на территории Якутской кимберлитовой провинции многократно повторялись этапы магматической активизации, в течение которых базитовый магматизм сочетался с проявлениями кимберлитообразования, калиевого щелочного вулканизма, щелочно-ультраосновного, щелочно-базальтоидного и карбонатитового магматизма. Характерной особенностью всех этапов активизации было то, что базитовый магматизм постоянно опережал по возрасту вспышки кимберлитообразования, калиевого щелочного вулканизма и щелочно-ультраосновного магматизма, отражая асинхронность тектонических процессов, протекавших в палеорифтах (или трапповых синеклизах), с одной стороны, и в коллизионных зонах, а также в поперечных сдвиговых зонах, пересекавших палеорифты, — с другой. Эти процессы отражали пульсационный режим Земли с чередованием эпох растяжения и сжатия. По представлениям Е. Е. Милановского и Б. А. Малькова [15], кимберлитовый магматизм активизировался в переломные периоды, разделявшие эпохи сжатия и растяжения, либо был приурочен к фазам растяжения в эпохи преобладающего сжатия. С последней геотектонической обстановкой сопоставляются проявления кимберлитового, калиевого щелочного и щелочно-пикритового магматизма Сибирской платформы.

2. Базитовый магматизм в рифее, венде, среднем и позднем палеозое проявлялся в различных масштабах в рифтогенном режиме. В позднем палеозое — раннем мезозое ему соответствовала геотектоническая обстановка рассеянного спрединга с формированием трапповых синеклиз. В среднем — позднем мезозое и раннем кайнозое он реализовался в зонах незавершенного рифтогенеза в магноактивных областях платформенной окраины. Кимберлитовый и сопутствующий ему калиевый щелочной магматизм возникали как эхо, являясь своеобразным отголоском при каждом этапе активизации базитовой деятельности. Кимберлитовый и калиевый щелочной магматизм проявлялся, как правило, в этапы инверсионного развития палеорифтовых построек. Примечательно, что наиболее мощным проявлениям магматизма в среднем палеозое и в раннем мезозое сопутствовали последующие вспышки кимберлитового магматизма, отличающегося повышенной алмазностью (D_3-C_1 и, меньше, $T_{2,3}$).

3. Ореолы базитового магматизма при каждой его активизации определялись характерными для каждой из геотектонических обстановок рифтогенными структурными зонами, частично наследующими простираения друг друга. Наиболее унаследованными зонами были линейно протяженные позднерифтские и раннепротерозойские троговые депрессии, к которым были приурочены позднедокембрийские и некоторые среднепалеозойские палеорифтовые системы.

4. Зонами тектонического контроля проявлений кимберлитового и калиевого щелочного магматизма постоянно во все эпохи служили коллизионные структуры, заложенные, видимо, в позднем архее и многократно активизированные в неогее.

Примечательной особенностью этих зон было телескопирование разновозрастных кимберлитовых и калиевых щелочных образований в малых по размерам полях, в которые извергались продукты глубинных мантийных выплавов, разделенные по возрасту сотнями миллионов лет. Это уникальное свойство глубинных магмоводов указывает на стабильность пространственного положения земной коры и верхней мантии древнего Сибирского континента в течение всего неогена.

5. Примечательна синхронность этапов формирования кимберлитов и калиевых щелочных вулканитов в коллизионных зонах с этапами образования вулканоплутонических комплексов щелочных, щелочно-ультраосновных и карбонатитовых пород в узлах пересечения палеорифтов поперечными сдвиговыми глубинными разломами. Вероятна активизация коллизионных зон и поперечных сдвиговых разломов в одни и те же интервалы геологического времени.

6. Выявленные пространственные соотношения развития палеорифтов и обрамлявших их коллизионных зон близки к тектонической обстановке, существующей в Срединно-Атлантической рифтовой системе [18]. Там роль коллизионных зон играют зоны краевых дислокаций, также обрамляющих рифтогеналь срединно-океанического хребта и компенсирующих растяжение доминирующим сжатием.

Список литературы

1. Бокова А. Р. Комплексы скелетных организмов кесюсинской свиты (Оленекского поднятия) // Всесоюзный симпозиум по палеонтологии докембрия и раннего кембрия: Тез. докл. Петрозаводск, 1987. С. 9—14.
2. Брахфогель Ф. Ф. Геологические аспекты кимберлитового магматизма северо-востока Сибирской платформы. Якутск: Изд. ЯФ СО АН СССР, 1984. 128 с.
3. Брахфогель Ф. Ф., Шпунт Б. Р. Пространственно-временные соотношения кимберлитового, калиевого щелочного и базитового магматизма на Сибирской платформе // Магматические формации в геологической истории и структуре Земли. Свердловск: Изд-во УрО АН СССР, 1989. С. 109—131.
4. Вишневецкий С. А., Долгов Ю. А., Соболев Н. В. Лампроиты Талахтажской диатремы на восточном склоне Анабарского щита // Геология и геофизика. 1986. № 8. С. 17—27.
5. Гайдук В. В. Вилуйская среднепалеозойская рифтовая система // Геотектоника. 1987. № 3. С. 66—76.
6. Духанин С. Г., Лопатин Б. Г. К вопросу о проявлении синийского вулканизма на северо-востоке Сибирской платформы // Информ. бюл. НИИГА. 1961. Вып. 25. С. 45—48.
7. Духовский А. А. Региональные закономерности пространственного размещения кимберлитового магматизма Восточной Сибири по геофизическим данным // Докл. АН СССР. 1984. Т. 275. № 5. С. 1136—1141.
8. Дэвис Г. Л., Соболев Н. В., Харьков А. Д. Новые данные о возрасте кимберлитов Якутии, полученные уран-свинцовым методом по цирконам // Докл. АН СССР. 1980. Т. 254. № 1. С. 175—179.
9. Егоров К. Н., Владимиров Б. М., Заборовский В. В., Насурдинов Т. Г., Курнев В. М., Сафронов А. Ф. Мезозойская щелочно-базальтовая субинтрузивная серия бассейна р. Далдын (Якутия) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1989. № 7. С. 32—42.
10. Ельянов А. А., Моралев В. М. Скрытые разломы и размещение массивов ультраосновных — щелочных пород Алданской и Южноверхожанской провинций // Геология и геофизика. 1973. № 1. С. 32—41.
11. Левашов К. К. Среднепалеозойская рифтовая система востока Сибирской платформы // Сов. геология. 1975. № 10. С. 49—58.
12. Левашов К. К. Среднепалеозойские палеорифтовые зоны Якутии: Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. М., 1978. 30 с.
13. Магматические горные породы. Щелочные породы. М.: Наука, 1984. 416 с.
14. Масайтис В. Л., Михайлов М. В., Селивановская Т. В. Вулканизм и тектоника Патомско-Вилуйского среднепалеозойского авлакогена. М.: Недра, 1984. 258 с.
15. Милановский Е. Е., Мальков Б. А. Эпохи кимберлитового магматизма и глобальная пульсация Земли // Докл. АН СССР. 1980. Т. 252. № 5. С. 1203—1207.
16. Милашев В. А. Трубки взрыва. Л.: Недра, 1984. 258 с.
17. Никулин В. Н. Геотермодинамические условия формирования и особенности кимберлитоконтролирующих структур // Кимберлиты и кимберлитоподобные породы: Тез. докл. Иркутск: Изд-во ИЗКСО АН СССР, 1986. С. 47—49.
18. Одинокое Ю. Ю., Удичнев Г. Б., Берсенева А. Ф. Особенности морфологии зоны краевых дислокаций Срединно-Атлантического хребта // Геотектоника. 1990. № 1. С. 97—103.
19. Округин А. В. Калиевые щелочные породы Анабарского массива // Базитовый магматизм Сибирской платформы и его металлогения: Тез. докл. Всес. совещания. Якутск: Изд-во ЯНЦ СО АН СССР, 1989. С. 63—65.
20. Олейников Б. В. Геохимия и рудогенез платформенных базитов. Новосибирск: Наука, 1979. 264 с.
21. Олейников Б. В., Мацак М. С., Колодезников И. И., Копылова Л. А., Саввинов В. Т., Томшин М. Д.,

- Туласынов Б. Н. Петрология и геохимия позднедокембрийских интрузивных базитов Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1983. 208 с.
22. Олейников Б. В., Томишин М. Д., Королева О. В., Копылова А. А., Саввинов В. Т. Глубинная эволюция субщелочной толеит-базальтовой магмы в режиме палеорифтогенеза (на примере Чаро-Синской зоны). Препринт. Якутск: Изд. ЯФ СО АН СССР, 1984. 32 с.
 23. Олейников Б. В., Шпунт Б. Р., Томишин М. Д. Геодинамические обстановки проявлений базитового магматизма на Сибирской платформе в неогее//Магматические формации в геологической истории и структуре Земли. Свердловск: Изд-во УрО АН СССР, 1989. С. 86—108.
 24. Розен О. М., Вишневецкий А. Н., Глуховский М. З., Злобин В. Л., Клименко В. Л., Кудинов Ю. П., Лазур О. Г., Лутц Б. Г., Потапов С. В., Рачков В. С., Самков В. В., Турченко С. И. Строение земной коры Анабарского щита. М.: Наука, 1986. 198 с.
 25. Ротман А. Я. Субформация калиевых пород районов проявления кимберлитового магматизма//Схемы базитового магматизма железорудных и алмазоносных районов Сибирской платформы: Тез. докл. Иркутск, 1987. С. 40—41.
 26. Сейсмические модели литосферы основных геоструктур территории СССР. М.: Наука, 1980. 184 с.
 27. Структура и эволюция земной коры Якутии. М.: Наука, 1985. 247 с.
 28. Суворов В. Д. Глубинные сейсмические исследования в Якутской кимберлитовой провинции: Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. Новосибирск, 1990. 31 с.
 29. Трухалев А. И., Соловьев И. А. Проявления мезозойско-кайнозойского вулканизма на северо-восточном склоне Анабарского массива//Геология и геофизика. 1981. № 5. С. 54—60.
 30. Шахотько Л. И., Богдасаров Ю. А. Полиэтапные трубки взрыва калиево-щелочных базальтоидов и карбонатитов в Северном Прианабарье//Докл. АН СССР. 1985. Т. 280. № 2. С. 462—467.
 31. Шпунт Б. Р. Позднедокембрийский рифтогенез Сибирской платформы. Якутск: Изд. ЯФ СО АН СССР, 1987. 140 с.
 32. Шпунт Б. Р., Аброскин Д. В., Протопопов Ю. Х. Этапы формирования земной коры и докембрийский рифтогенез северо-востока Сибирской платформы//Тектоника Сибири. Т. 11. Новосибирск: Наука, 1983. С. 117—122.
 33. Шпунт Б. Р., Олейников Б. В. Позднедокембрийский рифтогенный магматизм Сибирской платформы//Магматизм рифтов (петрология, эволюция, геодинамика). М.: Наука, 1989. С. 69—76.
 34. Шпунт Б. Р., Сочнева Э. Г. Раннерифейские карбонатиты Анабарского массива//Докл. АН СССР. 1981. Т. 259. № 4. С. 946—951.
 35. Шпунт Б. Р., Шамшина Э. А. Поздневендские калиевые щелочные вулканы Оленекского поднятия (северо-восток Сибирской платформы)//Докл. АН СССР. 1989. Т. 307. № 3. С. 678—682.
 36. Энтин А. Р., Зайцев А. И., Ненашев Н. И., Василенко В. Б., Орлов А. Н., Тянь О. А., Ольховик Ю. А., Ольштынский Ю. П., Толстов А. В. О последовательности геологических событий, связанных с внедрением Томторского массива ультраосновных щелочных пород и карбонатитов//Геология и геофизика. 1990. № 12. С. 42—51.
 37. Jordan T. The deep Structure of the Continents//Scientific Amer. 1979. V. 1. P. 70—82.
 38. Gusev G. S., Shpount B. R. Precambrian and Paleozoic rifting in northeastern Asia//Tectonophysics. 1987. No. 43. P. 245—252.

Центральный научно-исследовательский
геологоразведочный институт,
Москва, 113545

Поступила в редакцию
12.IV.1990

УДК 551.24(571.66)

© 1992 г.

ЗИНКЕВИЧ В. П., ФЕДОРЧУК А. В., ЦУКАНОВ Н. В.

АККРЕЦИОННАЯ ТЕКТОНИКА ЮГА ВАЛАГИНСКОГО ХРЕБТА (ВОСТОЧНАЯ КАМЧАТКА)

В северо-западной части южного отрезка Валагинского хребта выделен надвиговой, состоящий из ряда тектонических пластин, пояс (Кавычинский), принадлежащий Озерновско-Валагинской островодужной системе.

Юго-восточнее находятся интенсивно тектонизированные породы ветловского комплекса K_2 — P_2^2 , являющиеся частью зоны, прослеживающейся от о-ва Карагинский до п-ова Шипунский. Они формировались в бассейне со смешанным осадконакоплением, характерным для преддуговых бассейнов и внутренних склонов желобов.

Далее к востоку, в верховьях р. Корниловской, выделяется аномальный блок, сложенный преимущественно базальтами и андезитобазальтами (диабазовая толща). По петрохимическим данным эффузивы этой толщи разделяются на две группы пород — высокотитанистых и умереннотитанистых. Высокотитанистые базальты идентичны деплетированным океаническим толеитам (Н-типа СОХ), а умереннотитанистые — как переходным толеитам СОХ, так и толеитам некоторых задуговых бассейнов. Вероятно, эффузивы представляют собой тектонически переработанные фрагменты океанической коры раннепалеогенового бассейна, существовавшего юго-восточнее Озерновско-Валагинской дуги. Они были включены в аккреционную структуру Восточной Камчатки при закрытии бассейна в среднем эоцене.

Zinkevich V. P., Fedorchuk A. V., Tsukanov N. V. Accretionary tectonics of the southern part of the Valagin range (East Kamchatka). *Geotectonics*. 1992. № 3. The Kavychin overthrust belt consisting of several tectonic plates and building up part of the Ozernovsko-Valagin island arc system is identified in the north-west part of the Valagin range.

Further to the south-east strongly tectonized rocks of the Vetlovsky complex (K_2 ? — P_2^2) were observed, being part of the zone traced beginning from the Karaginsky island up to the Shipunsky peninsula. They were formed in a basin with mixed sedimentation being typical of forearc basins and of inner slopes of trenches.

An anomalous block is identified further to the east, within the upper stream of the Kornilovskaya river. It is mostly composed of basalts and andesito-basalts (the diabasic sequence). Petrochemical evidence enable us to divide effusives of the sequence into two rock groups — high-titanium and average-titanium. The high-titanium basalts are similar to depleted oceanic tholeiites (H of the mid-oceanic ridge type) and the average-titanium ones are similar both to transitional tholeiites of the mid-oceanic ridge and tholeiites of some backarc basins. The effusives are regarded to represent tectonically reworked fragments of the oceanic crust of the early Paleogene basin, which existed south-east of the Ozernov-Valagin arc. At the time of the basin closing in the middle Eocene they were involved in the accretionary structure of East Kamchatka.

В последние годы в складчатом обрамлении Тихого океана установлено широкое распространение аккреционных систем, характерной особенностью которых является присутствие среди них чужеродных тектонических блоков и пластин. В аккреционных системах среди этих чужеродных включений выделяются комплексы, формировавшиеся в условиях островных дуг, океанических островов; значительно реже отмечаются офиолиты океанического и окраинно-морского происхождения. Изредка встречаются фрагменты древней сиалической коры [1, 19].

Выявление чужеродных комплексов в складчатых областях однозначно указывает на аккреционный характер последних. Именно поэтому изучение строения и положения таких чужеродных блоков в общей структуре представляет собой

важный элемент анализа условий становления складчатых систем и помогает понять конкретный механизм формирования соответствующих им участков земной коры.

Проведенные на Камчатке исследования последних лет показали, что ее восточная часть имеет сложную аккреционную структуру [4, 5, 11, 16, 17]. В Восточных хребтах (Восточно-Камчатская тектоническая зона) — в протяженных неотектонических поднятиях — среди кайнозойских пород широко распространены тектонически совмещенные и переработанные вулканогенные и туфогенно-осадочные комплексы (K_2kp-P_1), формировавшиеся в условиях островодужной системы [5].

Строение восточных полуостровов Камчатки (Камчатский Мыс, Кроноцкий) существенно иное, что позволяет считать их чуждыми островодужной системе блоками. Коллизионный шов, отделяющий чужеродные блоки от структур основной территории Камчатки, замаскирован терригенными отложениями (P_3-N) Тюшевского прогиба и вулканитами Восточно-Камчатского пояса (N_2-Q).

Восточные части некоторых поднятий Восточно-Камчатской зоны сложены интенсивно дислоцированными образованиями ветловского комплекса, которые протягиваются через всю Камчатку, от о-ва Карагинский на севере до Петропавловской зоны дислокаций на юге. Ветловский комплекс в целом имеет тонкочешуйчатую структуру, но в ряде мест, где региональная тектоническая переработка была особенно значительна, он выглядит как мощная тектоническая брекчия с не поддающейся расшифровке внутренней структурой.

Среди пород ветловского комплекса встречаются отдельные блоки, отличающиеся по строению от вмещающих образований. Так, в юго-восточной части хр. Кумроч обнаружены блоки пород, сложенные толеитовыми базальтами, пестрыми кремнистыми породами и металлоносными осадками [16, 17]. В юго-восточной части Валагинского поднятия к таким чужеродным образованиям относятся породы так называемой диабазовой толщи, выделенной впервые при геологической съемке Н. И. Горяевым в качестве пятой толщи валагинской серии.

Выяснение строения и положения в общей структуре южной части Валагинского поднятия пород диабазовой толщи и является целью данной статьи. Статья написана на основе данных, полученных В. П. Зинкевичем, Н. В. Цукановым при тематических исследованиях, проведенных в 1988 г. совместно с геологами ПГО «Камчатгеология» Б. И. Слядневым, В. В. Маркунасом и В. В. Заякиным. Петрохимическая обработка материалов была выполнена А. В. Федорчуком (ИЛ-САН).

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Южная часть Валагинского хребта сложена вулканогенными и туфогенно-осадочными комплексами (K_2-P_1), прослеживающимися далеко за пределы рассматриваемого района — до Ганальского хребта на юго-западе и до хр. Широкого на северо-востоке. Общая протяженность выходов этих пород составляет около 90 км при ширине до 15—20 км (рис. 1).

На северо-западе района мел-палеогеновые(?) породы прямолинейной (за исключением района горы Шаромский Мыс) системой сбросов отделены от Центральнокамчатского грабена. На юго-востоке меловые—нижнепалеогеновые комплексы Валагинского хребта перекрыты олигоцен-нижнемиоценовыми терригенными отложениями Тюшевского прогиба. На северо-востоке эти комплексы срезаются мощной зоной дробления северо-западного простирания, совпадающей с долиной р. Китильгина. В юго-западном направлении туфогенно-осадочные комплексы (K_2-P_1) прослеживаются до верховьев р. Авача, где они перекрываются неогеновыми вулканитами. По-видимому, эти образования прослеживаются и далее к югу, где в северном обрамлении Ганальского блока метаморфидов обнажены формационно сходные комплексы неясного возраста (кижеченокская

и киргуропская свиты), отличающиеся от пород Валагинского хребта лишь метаморфизмом в условиях зеленосланцевой фации.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СТРАТИГРАФИИ

Расчленение относимых к мелу терригенных и вулканогенных толщ южной части Валагинского хребта в настоящее время остродискуссионно, что обусловлено полным отсутствием здесь макрофаунистических остатков, очень плохой сохранностью микрофауны и сложной тектонической структурой района, затрудняющими определение стратиграфического положения терригенных и вулканогенно-осадочных толщ и выяснение их соотношений. С этим связано существование различных точек зрения на количество и объем выделяемых здесь стратиграфических подразделений. В одних схемах терригенные отложения, выделяемые под различными названиями (вахвинская, лесновская, кояновская толщи), помещаются ниже вулканогенно-осадочных [2, 3, 9], в других — выше [7].

В настоящее время, после работ М. И. Горяева, М. Е. Бояриновой, Б. И. Сляднева и других геологов, терригенные отложения низов видимого разреза объединяются в вахвинскую свиту, а залегающие стратиграфически выше вулканогенно-осадочные образования — в валагинскую серию. Последняя в свою очередь расчленяется на ряд толщ — китильгинскую, тальниковскую, черебокошскую и голубовскую.

Сравнение выделяемых на юге Валагинского хребта толщ с толщами его северной части показывает, что аналогов вахвинской толщи там нет, хотя вулканогенно-осадочные образования и на севере, и на юге во многом сходны. В то же время ранее нами было показано [4], что выделяющаяся на севере хребта валагинская серия в действительности представляет собой два близких по возрасту, но разнофациальных комплекса, тектонически совмещенных в современной структуре района. Учитывая, что и на юге хребта все выделяемые стратиграфические подразделения имеют тектонические соотношения по системе надвигов, представляется необходимым и здесь отказаться от выделения валагинской серии, разделив весь разрез на китильгинскую, тальниковскую и черебокошскую толщи. Кроме того, на западном склоне горы Шаромский Мыс достаточно условно выделяется попутновская толща (верхняя подсвита валагинской серии, по М. И. Горяеву). Неопределенность ее выделения обусловлена тем, что объединяемые в толщу вулканогенные породы распространены на незначительной площади и плохо обнажены; кроме того, они обычно чрезвычайно сильно тектонизированы, что в каждом случае обнаружения этих пород вызывает вопрос об их природе.

Вахвинская толща протягивается широкой (до 10—12 км) полосой северо-восточного простирания от верховьев р. Эстребокос и Череребокош до среднего течения р. Вахвина (рис. 1). Она сложена чередованием (иногда флишоидным) песчаников, алевролитов, аргиллитов, в меньшей степени — кремнистых алев-

Рис. 1. Схема геологического строения южной части Валагинского хребта (бассейн р. Кавыча). Составлена с использованием материалов М. И. Горяева, М. Е. Бояриновой, Б. И. Сляднева, В. А. Маркунаса, В. В. Заякина

1 — четвертичные отложения нерасчлененные; 2 — четвертичные ледниковые отложения; 3 — плиоцен-четвертичные вулканы; 4 — неогеновые терригенные отложения; 5 — эоцен(?)—плиоценовые туфотерригенные и вулканогенные образования; 6 — ветловский комплекс ($K_2 - P_2$): а — преимущественно песчаники, б — преимущественно известняки, кремни, кремнистые алевролиты; 7 — диабазовая толща ($K_2 - P_2$); 8 — туфогенная черебокошская толща; 9 — туфотерригенная тальниковская толща; 10 — кремнисто-туфитовая китильгинская толща; 11 — терригенная вахвинская толща; 12 — катаклазиты; 13 — зона дробления, 14 — серпентинитовый мелаж; 15 — разрывные нарушения, установленные и предполагаемые: а — недифференцированные, б — надвиги берг-штрихи направлены в сторону падения плоскостей разломов; 16 — геологические границы: а — установленные, б — предполагаемые; 17 — элементы залегания: а — нормальные, б — опрокинутые; 18—19 — на разрезе: 18 — вахвинская толща, 19 — ветловский комплекс; 20 — линия профиля на схеме, четырехугольник на врезке — район работ

ролитов. Подошва этих отложений не вскрыта; с вышележащими породами китильгинской толщи контакт тектонический. Характерной чертой толщи является выдержанность и монотонность ее строения по простиранию.

Общую мощность толщи можно оценить только приблизительно: по-видимому, она не превышает 3000 м. Возраст ее также недостаточно ясен — при тематических работах М. Е. Бояриновой из пород вахвинской толщи был получен комплекс бентонитовых фораминофер широкого возрастного диапазона (от апт-альба до верхних горизонтов мела).

Китильгинская толща прослеживается в северо-восточном направлении вдоль Валагинского хребта в виде полосы шириной до 2-2,5 км. Она сложена зелено-каменно измененными агломератовыми, псефитовыми, псаммитовыми, алевроитовыми и пелитовыми туфами основного и среднего состава, реже — туфогенными песчаниками и алевролитами, гравелитами, линзовидными покровами базальтов и андезитов. Подошва этих отложений срезана надвигом; вверх по разрезу они достаточно резко, но, видимо, согласно сменяются туфотерригенными отложениями тальниковской толщи. Мощность китильгинской толщи оценивается величиной не менее 700—1000 м.

Тальниковская толща распространена в юго-западной части рассматриваемого района, где она прослеживается в северо-восточном направлении от среднего течения р. Эстребокос до р. Кавыча и далее до бассейна рек Валагина и Китильгина. Она сложена главным образом песчаниками с подчиненным количеством алевролитов, аргиллитов, гравелитов и туфогравелитов. В нижней части разреза отмечаются прослои (до 2—5 м) туфов основного состава; верхняя часть сложена преимущественно алевролитами с отдельными прослоями мелкозернистых песчаников. В отличие от вахвинской тальниковская толща имеет более вулканический состав обломочного материала. Мощность толщи не превышает 700—1000 м.

Черобокошская толща слагает северо-западные отроги южной части Валагинского хребта и район горы Шаромский Мыс. Она представлена чередованием туфогравелитов, туффитов, туфосилицитов и туфов основного и среднего состава, реже встречаются отдельные линзовидные тела базальтов и андезитов. Контакт ее с подстилающими породами тальниковской толщи происходит по надвигу, плоскость которого погружается в северо-западном направлении. Мощность толщи около 1500 м.

Попутновская толща. Относимые к этой толще породы слагают отдельные выходы к северо-западу от горы Шаромский Мыс, где они представлены туфами и лавами основного и ультраосновного состава, встречающимися в виде отдельных глыб и блоков различного размера.

Возраст китильгинской, тальниковской, черобокошской и попутновской толщ достаточно проблематичен из-за слабой фаунистической охарактеризованности. Сходство этих образований с породами голубовской толщи на севере Валагинского хребта, в которых обнаружены радиолярии кампана — нижнего палеогена, позволяет предположить такой же возраст и для пород рассматриваемых толщ.

Ветловский комплекс прослеживается непрерывной полосой северо-восточного простирания от верховьев р. Кавыча до бассейна рек Правая и Левая (см. рис. 1). Характерной особенностью образований, объединяемых в этот комплекс, является интенсивная тектонизация, что делает невозможным его расчленение на отдельные толщи. В современной структуре комплекс представляет собой огромный мегамеланж, включающий разноразмерные тектонические пластины, блоки и глыбы, обычно разделенные катаклазитами и милонитами. В отдельных крупных блоках и пластинах наблюдаются черты стратификации пород, выделяются несколько типов разрезов, каждый из которых слагает изолированные тела. Наиболее многочисленны блоки и пластины, сложенные незакономерно переслаивающимися алевролитами, туфоалевролитами, песчаниками, кремнистыми алевролитами. Иногда в них встречаются невыдержанные по простиранию прослои туфов основного состава и туффитов, содержащих глыбы основных

эффузивов. Более редки тонкопереслаивающиеся кремнистые алевролиты, туфопелиты, туфосилициты с прослоями (до 1—2 м) серых известняков. Еще реже встречаются серые известняки с планктонными фораминиферами, ассоциирующие с бурыми яшмами и кремнями. Все разности пород обычно находятся в тектонических соотношениях друг с другом. Иногда в алевролитах и песчаниках наблюдаются блоки и глыбы яшм и известняков. Мощность ветловского комплекса из-за сильной тектонической переработки оценить невозможно; можно лишь предположить, что она не меньше 1,5—2 км.

Возраст пород ветловского комплекса проблематичен. Макрофауна в нем отсутствует, а микрофауна обнаружена лишь в известняках, где она представлена планктонными фораминиферами «скорее всего палеогенового, возможно, палеоценового возраста. Не исключен даний» [7]. В других типах пород микрофауна не обнаружена, но не исключен (как, например, в районах Кумрочского поднятия) их меловой возраст.

Диабазовая толща обнажена в юго-восточной части Валагинского хребта. Она сложена базальтами, диабазами и, в незначительной степени, туфами основного состава, туфобрекчиями, кремнистыми туфоалевролитами и туфосилицитами. Общая мощность толщи не менее 700 м. Основную ее часть слагают базальты с крупноглыбовой и подушечной отдельностью и массивные диабазы. Туфоалевролиты и туфосилициты встречаются спорадически, слагая линзовидные прослои мощностью до 1—1,5 м.

В верховьях р. Корниловской породы толщи с нормальным стратиграфическим контактом перекрываются терригенными отложениями тышевской серии олигоцен (верхний эоцен?) — миоценового возраста. С учетом этого, возраст диабазовой толщи предполагается позднемиоценовым—раннепалеогеновым.

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА

Тектоническое строение южной части Валагинского хребта изучено слабо. Все исследователи отмечают здесь присутствие многочисленных надвигов и сложнораздислоцированных толщ [11], но сведения о вергентности плоскостей сместителей разломов противоречивы. На севере (левобережье р. Китильгина) отмечается падение плоскостей надвигов на юго-восток, в то время как южнее они обычно падают на северо-запад. Наши материалы, полученные в 1988 г. совместно с Б. И. Слядневым, В. Ф. Маркунасом, В. А. Заякиным при работах в бассейнах рек Вахвина, Кавыча, Эстребокос, свидетельствуют о преимущественно северо-западных падениях плоскостей этих разломов; эта же точка зрения отражена на Геологической карте Камчатки [2].

Тектоническая структура рассматриваемого района крайне сложна — в ее строении отмечается несколько участков, обладающих разнотипной морфологией складчатых и разрывных деформаций. В самом общем виде ее можно представить как систему надвиговых тектонических пластин, разбитых более поздними (молодыми) крутопадающими разрывами северо-восточного простирания.

Северо-западная часть района представляет собой надвиговой пояс (Кавычинский), состоящий из ряда тектонических пластин (K_2-P_1). Юго-восточнее находятся интенсивно тектонизированные породы ветловского комплекса ($K_2?—P_2^?$), прослеживающиеся в северо-восточном направлении далеко за пределы района (Ветловская тектоническая зона). Еще восточнее, в верховьях р. Корниловской в области выходов ветловского комплекса выделяется аномально построенный блок, сложенный породами диабазовой толщи, смятыми в простые складки и разбитыми многочисленными послонными срывами. Образования ветловского комплекса представляют собой наиболее нижний структурный элемент района. Фактически они являются относительным автохтоном для надвинутых с запада сложнопостроенных толщ Кавычинского пояса.

Ветловская тектоническая зона. Слагающие этот автохтон интенсивно тектонизированные образования ветловского комплекса распространены на юго-во-

стоке рассматриваемого района, где они с севера, запада и юга окаймляют крупный блок пород диабазовой толщи (рис. 1). При этом к западу от этой толщи ширина выходов ветловского комплекса минимальна (2—4 км), увеличиваясь к югу и северу до 10—12 км.

Строение ветловского комплекса определяется системой тектонических чешуй, сложенных туфогенно-осадочными, кремнисто-глинистыми и известковистыми породами. Чешуи разделены надвигами и взбросами с преимущественно западными и северо-западными направлениями падений плоскостей сместителей (углы падения 50—70°). Иногда отмечаются взбросы с падением плоскости сместителя к востоку. Мощность отдельных чешуй варьирует от первых десятков метров до первых километров. Внутри чешуй породы деформированы различно: наблюдаются моноклинали с крутыми (60—70°) падениями пород в западных румбах, часто отмечается мелкая, запрокинутая на восток—юго-восток дисгармоничная складчатость, встречаются линейные прямые сильно сжатые (размах крыльев 10—20 м) складки.

Для всех образований ветловского комплекса характерен интенсивный будинаж. Иногда на границах чешуй, сложенных преимущественно алевролитами и переслаивающимися известняками и яшмами, наблюдается затирание будин известняков, яшм и эффузивов в терригенный матрикс.

Блок пород диабазовой толщи. Этот изолированный, площадью около 80 км², аномальный по своему строению блок, сложен диабазами, базальтами и их туфами, туфобрекчиями, туфосилицитами и туфоалевролитами. Выходы этих образований на поверхность ограничены с запада крутопадающими новейшими разломами, а с севера — погружающимися под интенсивно тектонизированные образования ветловского комплекса надвигами. Юго-восточные ограничения блока на большем протяжении представлены крутопадающими разрывами и малоамплитудными надвигами, хотя на отдельных их участках (среднее течение р. Корниловской) наблюдаются стратиграфические контакты диабазовой толщи с кайнозойскими терригенными отложениями Тюшевского прогиба.

Внутреннее строение рассматриваемого блока достаточно простое. Породы диабазовой толщи слагают вытянутую в север-северо-восточном направлении антиклиналь, на западном крыле которой породы падают обычно под углами 20—50°, а на восточном — под углами 50—60°. Весь блок разбит многочисленными субвертикальными разломами, вблизи которых наблюдаются и более крутые падения пород. Характерной чертой тектонической структуры всего блока являются послойные срывы, в зонах которых нередко отмечаются будинаж пород и сильное их дробление вплоть до появления катаклазитов.

Небольшие размеры блока пород диабазовой толщи, преимущественно субвертикальные контакты с породами вмещающего его ветловского комплекса не позволяют однозначно определить особенности его положения в общей структуре рассматриваемого района. Скорее всего в современной структуре он действительно является отдельным блоком внутри ветловского комплекса. В то же время не исключено, что эти образования распространены достаточно широко под кайнозойскими толщами Тюшевского прогиба и в рассматриваемом районе образуют самостоятельную нижнюю пластину (относительный автохтон).

Кавычинский надвиговой пояс. К северо-западу от выходов ветловского комплекса широко распространены терригенные, туфогенно-осадочные и вулканогенные образования, слагающие систему падающих на северо-запад пластин, каждая из которых характеризуется специфическим составом пород.

На юго-востоке вся эта система сложодеформированных пластин отделена от интенсивно тектонизированных образований ветловского комплекса крутопадающими разрывами северо-восточного простирания, но иногда (в междуречье рек Корниловская и Вахвина) на контакте этих образований можно наблюдать надвиги. В зонах крутопадающих разрывов (слияние рек Левая и Правая, левые притоки р. Правая и среднее течение р. Корниловская) отмечаются маломощные (до 100—200 м) линзовидные тела серпентинитового меланжа, прослеживающиеся

на расстояние до 1 км. В этом меланже отмечаются разнообразные блоки и глыбы вмещающих пород, серпентинизированных гипербазитов и габброидов. Вблизи контакта породы ветловского комплекса раздроблены до появления между отдельными блоками, сохранившими внутреннюю структуру, практически бесструктурных катаклазитов.

В строении Кавычинского надвигового пояса выделено несколько крупных литопластин (Вахвинская, Китильгинская и Шаромская), в целом погружающихся в северо-западном направлении. Структурно наиболее низкая Вахвинская пластина сложен терригенными отложениями ранне- и позднемелового возраста. Вышележащая Китильгинская пластина, образованная породами китильгинской и тальниковской толщ, имеет сложноскладчатое внутреннее строение и состоит из более мелких чешуй со сходной внутренней структурой. Наиболее верхняя из тектонических пластин, Шаромская, сложена вулканогенно-осадочными образованиями черебокошской толщ.

В районе горы Шаромский Мыс, в условиях очень плохой обнаженности, встречаются отдельные глыбы и блоки (до 10—20 м в поперечнике) основных и ультраосновных эффузивов, похожих на породы попутновской толщ на севере Валагинского хребта. Возможно, что эти глыбы и блоки представляют собой фрагменты интенсивно тектонизированной самостоятельной пластины.

Вахвинская пластина. Образования Вахвинской пластины смяты в линейные острые несимметричные, интенсивно сжатые складки с размахом крыльев до 1—3 км. Осевые поверхности складок обычно наклонены с падением к северо-западу, режé — горизонтальны. Преобладающие углы падения пород на крыльях — 50—70°.

Слагающие пластину породы интенсивно кливажированы (вплоть до появления эффекта слоистости). Достаточно уверенно устанавливается секущий, по отношению к первичной слоистости пород, характер сланцеватости. Иногда наблюдаются складки скальвания.

Китильгинская пластина. Породы Китильгинской пластины смяты в сжатые, запрокинутые к юго-востоку складки с размахом крыльев до 2—4 км. Преобладающие углы падения пород на крыльях складок 20—50°. Характерно, что отложения тальниковской толщ, слагающие верхние части пластины, дислоцированы слабее, чем подстилающие их образования китильгинской толщ. В последних отмечаются многочисленные послойные срывы. С разрывными нарушениями часто связаны зоны рассланцевания и метаморфизма, в которых на расстоянии нескольких десятков метров можно наблюдать переход от неизменных грубообломочных пород через их рассланцованные разности к кварц-хлоритовым или кварц-слюдяным сланцам. В зонах крупных надвигов мощность зеленых сланцев достигает 5—10 м.

Шаромская пластина, сложенная вулканогенными образованиями черебокошской толщ, в разных своих частях имеет разное строение.

В южной части, вблизи границы с Центральнокамчатским грабеном, породы пластины интенсивно раздроблены и разбиты многочисленными субвертикальными разломами; в отдельных сохранившихся фрагментах разрезов породы падают под различными углами в северо-западном направлении. Непосредственно на границе с опущенными участками Центральнокамчатского грабена образования пластины выглядят как гигантская брекчия.

Строение пластины в районе горы Шаромский Мыс из-за плохой обнаженности не поддается уверенной расшифровке: встречаются лишь фрагменты разрезов, в которых зафиксированы преимущественно северо-западные и северо-восточные направления падения пород. Часты послойные срывы и явления будинажа, изредка встречаются зоны динамометаморфизма. Дешифрирование этого района показывает существование многочисленных северо-восточных и северо-западных разломов, формирующих мелкоблоковую структуру района.

В районе горы Шаромский Мыс обнаружены отдельные участки с большим количеством блоков (до 10—12 м в поперечнике), сложенных плагиоклаз-пор-

Химический состав магматических пород южной части Валагинского хребта

Компонент	Номер образца						
	54/1 ^I	55/5	56/3	57/6	57/2	57/3	56/1
	1 ^{II}	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	48,80	48,21	52,39	48,14	50,94	49,88	46,64
TiO ₂	1,06	1,42	1,30	1,26	1,36	1,35	2,08
Al ₂ O ₃	18,24	16,69	15,02	16,06	15,77	15,47	15,62
FeO*	8,80	10,88	12,59	10,34	11,03	11,59	12,90
MnO	0,21	0,20	0,22	0,18	0,25	0,22	0,38
MgO	8,44	9,14	6,22	10,75	7,49	6,98	7,97
CaO	11,13	9,44	5,99	9,92	8,19	10,38	10,87
Na ₂ O	2,69	3,52	5,98	2,68	4,66	3,83	2,91
K ₂ O	0,46	0,31	0,14	0,48	0,09	0,12	0,30
P ₂ O ₅	0,16	0,20	0,15	0,19	0,22	0,18	0,34
Сумма	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
Ni	123	178	70	149	61	55	126
Rb	1	1	1	1	1	1	3
Sr	122	183	69	164	81	243	115
Ba	102	36	11	42	16	10	—
Zr	64	108	41	57	62	61	120
Y	22	26	17	17	20	21	37
La	—	8,6	—	3,7	—	4,0	3,5
Ce	—	15,0	—	9,7	—	8,9	15,0
Nd	—	9,4	—	7,8	—	7,3	16,0
Sm	—	3,10	—	2,80	—	2,60	4,00
Eu	—	0,88	—	0,82	—	0,76	2,00
Gd	—	3,5	—	3,2	—	3,2	5,6
Er	—	2,4	—	1,9	—	2,0	4,6
Yb	—	2,1	—	1,5	—	1,9	3,8
FeO*/MgO	1,04	1,19	2,02	0,96	1,47	1,66	1,62
Al ₂ O ₃ /TiO ₂	17,14	11,75	11,54	12,74	11,58	11,45	7,51
TiO ₂ /P ₂ O ₅	6,67	7,05	8,79	6,56	6,24	7,65	6,03
Zr/Y	2,91	4,15	2,41	3,35	3,10	2,90	3,24
(La/Sm) _N	—	1,75	—	0,83	—	0,97	0,55
(La/Y) _N	—	1,89	—	1,24	—	1,09	0,54
N _{Mg}	0,48	0,45	0,33	0,51	0,40	0,37	0,38

фировыми базальтами и андезитами, сходными с породами северной части Валагинского хребта. Непосредственно в 1,5 км к запад-северо-западу от этой горы разновозрастные глыбы и блоки эффузивов заключены в тектоническую глину, образовавшуюся за счет тех же эффузивов. В 5 км южнее горы Шаромский Мыс сходные по составу глыбы представляют собой изолированные выходы среди четвертичных отложений. Судя по аэрофотоснимкам, все эти выходы вполне могут быть частями самостоятельных толщ, представляя собой в этом случае фрагменты самостоятельной тектонической пластины (как и на севере Валагинского хребта).

Номер образца								
56/2	63/2	64/1	26/1	26/6	26/7	35/1	53/2	44/2
8	9	10	11	12	13	14	15	16
46,68	56,79	47,24	50,06	51,81	49,20	52,59	54,86	46,66
2,20	1,83	1,34	0,83	0,71	0,84	0,87	0,74	3,42
15,60	16,03	17,45	18,51	20,09	18,70	16,94	18,42	14,45
12,86	10,39	9,05	8,54	7,03	7,94	9,03	7,74	14,30
0,36	0,16	0,26	0,46	0,15	0,30	0,14	0,16	0,22
8,03	3,32	10,88	8,71	7,14	9,06	5,84	4,71	7,35
10,68	4,26	10,35	6,81	6,08	8,48	8,48	7,69	8,50
2,89	6,76	2,71	4,89	4,27	4,46	5,32	4,27	3,24
0,35	0,18	0,40	0,70	2,52	0,67	0,58	1,19	1,32
0,34	0,27	0,32	0,50	0,21	0,37	0,21	0,22	0,54
100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
130	28	170	—	40	59	44	—	110
3	2	1	—	41	11	5	—	10
107	117	200	—	371	292	259	—	516
—	—	—	—	421	183	85	—	285
138	154	96	—	60	72	51	—	145
44	48	20	—	20	21	20	—	20
—	8,3	3,4	—	6,0*	6,0*	10,0*	—	25,0
—	25,0	12,0	—	—	—	—	—	44,0
—	17,0	6,7	—	—	—	—	—	25,0
—	6,60	4,40	—	—	—	—	—	6,20
—	2,20	1,40	—	—	—	—	—	1,90
—	8,6	3,6	—	—	—	—	—	5,6
—	5,5	2,8	—	—	—	—	—	1,8
—	4,6	2,1	—	—	—	—	—	1,1
1,60	3,13	0,83	0,98	0,98	0,88	1,54	1,64	1,95
7,08	8,74	13,02	22,42	28,35	22,28	19,58	24,97	4,22
6,45	6,88	4,23	1,64	3,42	2,29	4,05	3,40	6,35
3,14	3,21	4,80	—	3,00	3,43	2,55	—	7,25
—	0,79	0,49	—	—	—	—	—	2,54
—	0,99	0,97	—	1,72	1,63	2,86	—	7,15
0,38	0,24	0,54	0,44	0,50	0,52	0,39	0,38	0,34

Примечания. I — полевой номер образца; II — порядковый номер образца; I—10 — «диабазовая» толща; 1—6 — умереннотитанистая группа; 7—10 — высокотитанистая группа; 11—15 — ветловский комплекс; 16 — полнокристаллическая магматическая порода из меланжа; FeO* — суммарное железо в закисной форме; $N_{Mg} = MgO / (MgO + FeO^*)$; La* — определения лантана, выполненные рентгенофлуоресцентным методом; $(La/Sm)_N$ и $(La/Y)_N$ отношения элементов, номированные к хондриту по [21]; «—» — не определялось; окислы — в вес.%, элементы — в г/т.

Сравнительная петрологическая и геохимическая характеристика магматических пород диабазовой толщи и ветловского комплекса

В петрогеохимическом отношении магматические породы диабазовой толщи, ветловского комплекса, а также габброиды из зон меланжа охарактеризованы результатами анализа 16 проб (таблица). Силикатные анализы выполнены в лаборатории «Укрчерметгеология» весовым химическим методом. Определение редких и редкоземельных элементов производилось в аналитической лаборатории Института литосферы РАН рентгенофлуоресцентным методом на приборе «TEFA-III» (Ni, Rb, Sr, Ba, Zr, Y, La) и методом спектроскопии с индукционно-связанной

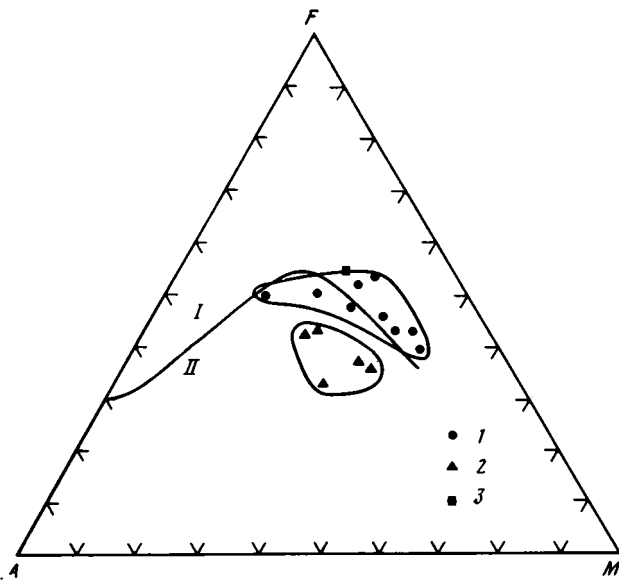


Рис. 2. Диаграмма *AFM* для магматических пород южной части Валагинского хребта
 I — диабазовая толща; 2 — ветловский комплекс; 3 — зона меланжа. Разделительная линия по [20];
 I — толеитовые серии, II — известково-щелочные серии.

плазмой на приборе «Monospec-1000» (La, Ce, Nd, Sm, Eu, Gd, Er, Yb) по методикам, описанным в [13, 14].

Диабазовая толща охарактеризована 10 анализами, в том числе 6 определениями редких земель. Породы представлены базальтами ($\text{SiO}_2=46-52\%$), в единичных случаях — андезитобазальтами ($\text{SiO}_2=56-57\%$). Базальты, при изменчивой магнезиальности ($\text{MgO}=11-6\%$, $N_{\text{Mg}}=0,54-0,33$), характеризуются накоплением железа (FeO^* от 8 до 13%) и падением глиноземистости (Al_2O_3 от 18 до 15%). При переходе к андезитобазальтам магнезиальность, несмотря на некоторое снижение концентрации железа, продолжает увеличиваться ($\text{FeO}^*=10\%$, $N_{\text{Mg}}=0,23$); глиноземистость также несколько возрастает ($\text{Al}_2\text{O}_3=16\%$). Все это обуславливает толеитовый тип дифференциации пород диабазовой толщи (рис. 2), обусловленный фракционированием оливина и затем плаггиоклаза при подавленной кристаллизации пироксена.

Петрохимически базальты диабазовой толщи идентичны толеитам срединно-океанических хребтов (COX), а андезитобазальты сходны с их дифференциатами исландитового типа. Принадлежность тех и других к классу океанических серий подтверждается распределением TiO_2 в зависимости от величины FeO^*/MgO (рис. 3). При этом в базальтах устанавливается два уровня накопления титана — от 1,3 до 2,2% TiO_2 в диапазоне $\text{FeO}^*/\text{MgO}=0,8-1,6$ и от 1 до 1,4% TiO_2 при $\text{FeO}^*/\text{MgO}=0,9-2,0$; андезитобазальты, вероятно, являются дифференциатами более высокотитанистых разновидностей.

Соответствие пород диабазовой толщи толеитам COX устанавливается также по содержаниям редких элементов. Им свойственны высокие содержания Ni (60—180 г/т в базальтах) и Zr (60—150 г/т) при повышенных величинах Ti/Zr (95—115) и пониженных — Zr/Y (2,4—4,8). Высокотитанистые базальты отличаются от умереннотитанистых более высокими концентрациями Zr и Y, пониженными отношениями Ti/Zr и повышенными — Zr/Y.

Выделенные внутри диабазовой толщи группы базальтов особенно отчетливо различаются по распределению редкоземельных элементов (рис. 4). Высокотитанистая группа при повышенных абсолютных концентрациях TR (до 25-кратного обогащения относительно хондрита, по [21]) характеризуется деплетированным их спектром с выраженным обеднением легкими лантаноидами ($\text{La}_N/\text{Sm}_N=0,49-$

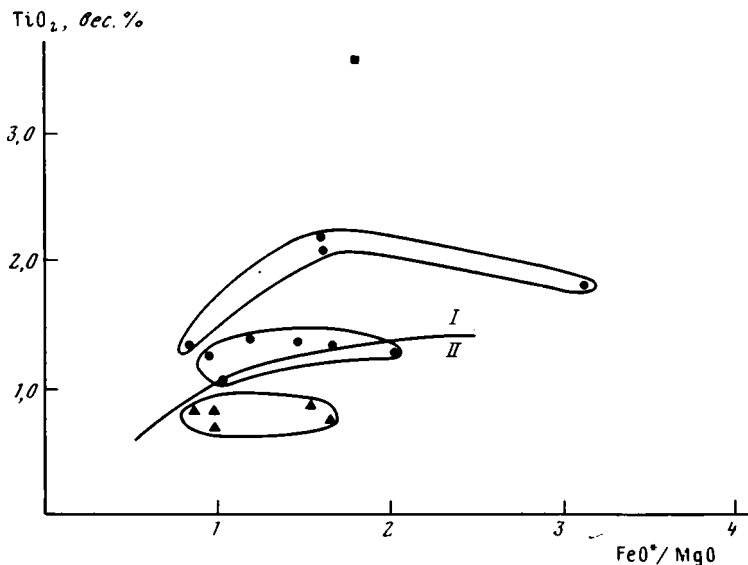


Рис. 3. Диаграмма $TiO_2 - FeO^*/MgO$ для магматических пород южной части Валагинского хребта. Условные обозначения — см. рис. 2. Разделительная линия по [18]: I — океанические (анизотитанитые) составы, II — островодужные (изотитанитые) составы

0,55, $La_N/Y_N=0,54-0,97$). В умеренно титанистых базальтах содержания TR несколько ниже (как правило, менее 15 хондритовых уровней), однако они относительно обогащены легкими лантаноидами ($La_N/Sm_N=0,83-1,75$, $La_N/Y_N=1,09-1,89$). Распределение TR в андезитобазальтах аналогично таковому в высокотитанистой группе базальтов ($La_N/Sm_N=0,79$, $La_N/Y_N=0,99$), что подтверждает их генетическую связь.

По петрохимическим и геохимическим особенностям высокотитанистые базальты идентичны деплетированным океаническим толеитам (H-тип COX [14]). Умереннотитанистые базальты сходны как с переходными толеитами COX [22], так и с толеитами некоторых задуговых бассейнов [8, 10].

Ветловский комплекс характеризуется незначительным содержанием магматических пород, представленных отдельными блоками эффузивов. По химическому составу (см. таблицу) они варьируют от базальтов до андезитобазальтов ($SiO_2=49-55\%$), которым свойственны относительно повышенная магнезиальность ($MgO=5-9\%$, $N_{Mg}=0,38-0,52$), высокая глиноземистость ($Al_2O_3=17-20\%$) и умеренная, не обнаруживающая тенденции к повышению, железистость ($FeO^*=7-9\%$). Петрохимически породы ветловского комплекса аналогичны островодужным известково-щелочным сериям (см. рис. 2), что подтверждается низкими содержаниями титана ($TiO_2=0,71-0,87\%$ в диапазоне $FeO^*/MgO=0,88-1,64$, см. рис. 3), обедненностью Zr (50—70 г/т) и Y (не более 20 г/т) при относительно высоких концентрациях La (6—10 г/т).

Из серпентинитового меланжа проанализированы полнокристаллические магматические породы основного состава ($SiO_2=47\%$, см. таблицу). Они характеризуются высокими содержаниями железа, титана и магния при пониженной глиноземистости. В редкоземельном составе устанавливается их обогащение несовместимыми элементами ($Ti/Zr=145$, $Zr/Y=7,25$), особенно легкими TR ($La_N/Sm_N=2,54$, $La_N/Y_N=7,15$, см. рис. 4). Все это показывает их сходство с магматическими образованиями океанических островов.

Приведенная характеристика магматических пород южной части Валагинского хребта позволяет сопоставить их с близкими по возрасту и строению комплексами Восточной Камчатки. Диабазовая толща обнаруживает отчетливую корреляцию

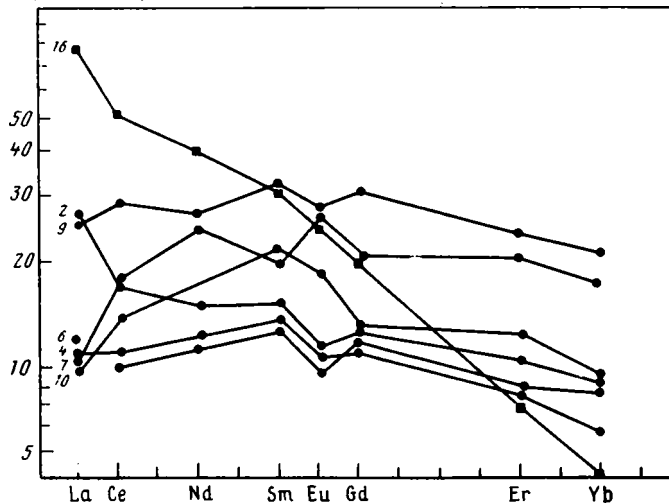


Рис. 4. Распределение редкоземельных элементов в породах южной части Валагинского хребта

Условные обозначения — см. рис. 2. Номера на диаграмме соответствуют порядковым номерам в таблице. Содержания TR нормированы к ординарному хондриту по [21]

с тектоническими включениями кремнисто-базальтовой ассоциации в составе ветловского комплекса хребта Кумроч, описанными в бассейнах рек Ивашка, Вторая, Очередная и Третья [15]. При этом умереннотитанистые базальты сходны с переходными толеитами, слагающими структурно верхние тектонические пластины в бассейне р. Очередная. Высокотитанистая группа геохимически близка деплетированным толеитам из структурно нижних пластин в бассейне р. Очередная и их блокам в терригенном меланже бассейна рек Ивашка и Вторая. Устанавливается также петрогеохимическое сходство пород диабазовой толщи с поздними эффузивами оленегорского комплекса п-ова Камчатский Мыс [12] и породами терригенно-кремнисто-базальтового комплекса восточной части о-ва Карагинский [6].

Возраст всех рассматриваемых образований отвечает палеоцену — эоцену; видимо, близкий возраст имеет и диабазовая толща юга Валагинского хребта. Как показывают геохимические (для хр. Кумроч [15] и п-ова Камчатский Мыс [12]) и геологические (для о-ва Карагинский [6]) данные, в целом эти образования могут быть фрагментами тектонически расчлененной раннепалеогеновой океанической коры.

Ветловский комплекс юга Валагинского хребта по строению сходен с одноименным комплексом хр. Кумроч. Однако тектонически включенные в него эффузивы резко отличны по составу от кремнисто-базальтовой ассоциации последнего. Они имеют островодужную природу и петрохимически близки эффузивам островодужных кампан-палеоценовых вулканогенно-обломочных толщ Восточно-Камчатских хребтов (хапицкого комплекса хр. Кумроч, валагинской серии и т. д. [17]). Вероятно, эффузивы ветловского комплекса Валагинского хребта представляют собой тектонические отторженцы существовавшей в позднем мелу — начале кайнозоя островодужной системы.

Магматические образования из блоков серпентинитового меланжа занимают изолированное положение. По составу они могут быть сопоставлены с обогащенными базальтами, слагающими блоки в терригенном меланже внутри ветловского комплекса [16]. Фрагментарность этих образований не позволяет дать их тектоническую интерпретацию.

ВЫВОДЫ

Приведенные данные свидетельствуют о сложной чешуйчато-надвиговой структуре южной части Валагинского хребта. В его пределах выделяется несколько тектонических поясов, сложенных специфическими породными ассоциациями, обладающими различной морфологией складчатых и разрывных нарушений.

Кавычинский надвиговой пояс включает серии чешуй, сложенных вулканогенными, вулканогенно-осадочными и терригенными образованиями (K_2). С достаточной степенью уверенности можно говорить о том, что эти образования формировались в пределах позднемеловой—раннепалеогеновой Озерновско-Валагинской островодужной системы [5]. Фрагменты последней прослежены от Восточных хребтов Камчатки до Олюторской зоны Корякского нагорья. Эта островодужная система, видимо, примыкала на севере к сформировавшемуся в позднем мелу Корякскому континентальному блоку, край которого маркирован достаточно интенсивными излияниями вулканитов (высокореченская и гангутская свиты). Развитые юго-восточнее образования ветловского комплекса ($K_2-P_2^2$) с характерными для них сложноскладчатыми и тонкочешуйчатыми дислокациями также являются частью линейной зоны, протягивающейся вдоль восточных частей неотектонических поднятий Восточно-Камчатской зоны от о-ва Карагинского на севере до п-ова Шипунского на юге. Породы этого комплекса могут быть сопоставлены с отложениями, формирующимися при смешанном осадконакоплении в преддуговых бассейнах и на внутренних склонах глубоководных желобов.

Среди отложений ветловского комплекса выделяются тектонические блоки и пластины, сложенные кремнистыми породами, яшмами, пелагическими известняками, базальтами и диабазами. В южной части Валагинского хребта к таким чужеродным включениям относятся образования диабазовой толщи. По петрохимическим и геохимическим особенностям базальты и андезитобазальты толщи разделяются на высокотитанистые и умереннотитанистые, которые обнаруживают отчетливую корреляцию с базальтами кремнисто-базальтового комплекса южной части хр. Кумроч [15], с поздними эффузивами оленегорского комплекса п-ова Камчатский Мыс и породами терригенно-кремнисто-базальтового комплекса восточной части о-ва Карагинского. Высокотитанистые базальты идентичны депле-тированным океаническим толеитам (Н-типа COX), а умереннотитанистые — как переходным толеитам COX, так и толеитам некоторых задуговых бассейнов. Вероятно, эффузивы представляют собой фрагменты тектонически переработанной коры раннепалеогенового океанического (окраинно-морского?) бассейна, существовавшего юго-восточнее Озерновско-Валагинской островной дуги.

В результате усиления тангенциального сжатия и региональных перестроек, происходивших в конце мела — начале палеогена и (или) в раннем палеогене и в среднем эоцене, вся островодужная система и Ветловский бассейн были интенсивно деформированы с появлением большого числа надвигов, покровных и чешуйчатых структур и т. д. Наиболее сильную тектоническую переработку испытали восточные части системы — здесь произошло закрытие Ветловского бассейна и приращение со стороны Тихого океана фрагментов чуждых Озерновско-Валагинской островодужной системе блоков (террейнов). Размеры этих террейнов и соответственно степень их переработки варьировали в широких пределах: крупные блоки, представленные в современной структуре поднятиями полуостровов Камчатский Мыс и Кроноцкий, после приращения к структурам дуги продолжали оставаться в приповерхностных горизонтах коры и деформировались относительно незначительно; более мелкие террейны, попав в зону поддвига, испытали дробление, вращение и тектоническое закатывание в интенсивно раздробленные комплексы преддугового бассейна, островодужного склона (в том числе и аккреционной призмы) и желоба.

По-видимому, именно с таким процессом и связано появление на востоке Камчатки протяженной зоны региональной тектонизации, сложенной интенсивно раздробленными образованиями (ветловский комплекс), среди которых фрагменты

чужеродных структур уже были ранее обнаружены в восточной части хр. Кумроч [16, 17], а теперь еще и на востоке южной части Валагинского хребта.

Изложенные материалы показывают, что процесс наращивания камчатского континентального блока происходил за счет аккреции фрагментов тектонических структур разного строения и происхождения.

Авторы приносят благодарность Б. И. Слядневу, В. В. Маркунасу, В. В. Заякину за помощь в проведении полевых работ.

Список литературы

1. Бен-Абрахам З., Нур А., Джонс Д., Кокс А. Континентальная аккреция: от океанических плато к аллохтонным массивам//Современные проблемы геодинамики. М.: Мир, 1984. С. 101—121.
2. Геологическая карта Камчатской области (м-б 1 : 1 500 000). М.: ГУГК, 1976.
3. Геология СССР. Камчатская область, Командорские и Курильские острова. Т. XXXI. Ч. 1. М.: Недра, 1964. С. 733.
4. Зинкевич В. П., Константиновская Е. А., Цуканов Н. В. Тектонические покровы северной части Валагинского хребта (Восточная Камчатка)//Тихоокеан. геология. 1989. № 3. С. 62—71.
5. Зинкевич В. П., Константиновская Е. А., Магакян Р., Цуканов Н. В. Аккреционная структура Восточной Камчатки//Докл. АН СССР. 1990. Т. 312. № 5. С. 1186—1190.
6. Кравченко-Бережной И. Р. Геологическое положение магматических комплексов западного обрамления Командорской котловины: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: ГИН АН СССР. 1989. 20 с.
7. Петров В. С., Цуканов А. Г., Пронин А. А. Стратиграфия отложений вулканогенно-кремнистой и терригенной формаций Валагинского хребта//Стратиграфия вулканогенных формаций Камчатки. М.: Наука, 1966. С. 15—24.
8. Пирс Дж. А., Липпард С., Дж., Робертс С. Особенности состава и тектоническое значение офиолитов над зоной субдукции//Геология окраинных бассейнов. М.: Мир, 1987. С. 134—165.
9. Решение 2-го Межведомственного стратиграфического совещания по мелу, палеогену и неогену Корякского нагорья, Камчатки, Командорских островов и Сахалина. Петропавловск-Камчатский. 1982. 131 с.
10. Сондерс А. Д., Тарни Дж. Геохимические характеристики базальтового вулканизма в задуговых бассейнах//Геология окраинных бассейнов. М.: Мир, 1987. С. 102—133.
11. Тихонов В. И. Надвиги на Восточной Камчатке//Геотектоника. 1968. № 3. С. 78—87.
12. Федорчук А. В. Полигенетические офиолиты п-ова Камчатский Мыс//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 2. С. 14—28.
13. Федорчук А. В., Гулько Н. И., Ефремова Л. Б. Геохимия редкоземельных элементов в базальтах кремнисто-вулканогенной ассоциации Олюторского хребта//Геохимия. 1987. № 6. С. 833—839.
14. Федорчук А. В., Гулько Н. И., Савичев А. Т. Геохимия меловых базальтов вулканогенно-обломочной ассоциации Олюторского хребта (Корякское нагорье)//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1988. № 8. С. 57—67.
15. Федорчук А. В., Цуканов Н. В., Ефремова Л. Б., Савичев А. Т. Океанический магматизм хребта Кумроч (Восточная Камчатка)//Геохимия. 1990. № 12. С. 1721—1729.
16. Цуканов Н. В. Тектоническое развитие приокеанической зоны Камчатки в позднем мезозое — раннем кайнозое: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: ГИН АН СССР, 1988. 20 с.
17. Цуканов Н. В., Федорчук А. В. Океанические комплексы в структуре Восточного Кумроча (Камчатка)//Докл. АН СССР. 1989. Т. 307. № 4. С. 943—947.
18. Beblen J., Ohnenstetter D., Ohnenstetter M., Vergely P. Diversity of the Greek ophiolites: birth of oceanic basins in transcurrent system//Ophioliti. 1980. Spec. iss. V. 2. P. 129—187.
19. Circum-Pacific terrane conference. 1983. Stanford University Publ. Geol. Sci. V. XVIII. Stanford, 1984. P. 248.
20. Irwine T. N., Baragar W. P. A. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks//Can. J. Earth. Sci. 1971. V. 8. P. 523—548.
21. Nakamura N. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites//Geochim. et cosmochim. acta. 1974. V. 38. № 5. P. 757—775.
22. Sun S. S., Nesbitt R. W., Sharaskin A. Ya. Geochemical characteristics of mid-ocean ridge basalts//Earth and Planet. Sci. Lett. 1979. V. 44. N 1. P. 119—138.

Геологический институт РАН,
Москва, 109017;
Институт литосферы РАН,
Москва, 109017

Поступила в редакцию
12.11.1991

УДК 551.243.12(6)

© 1992 г. ДЕЛЬВО Д.

РИФТООБРАЗОВАНИЕ В ЗАПАДНОЙ ВЕТВИ ВОСТОЧНО-АФРИКАНСКОЙ РИФТОВОЙ СИСТЕМЫ (ОБЗОР)

Это обобщение опубликованных результатов новейших исследований посвящено главным образом западной ветви Восточно-Африканского рифта. Три главных цикла рифтообразования проявились на этой площади: цикл Кару, окончившийся позднеюрским (Гондвана) пенеппеном; меловой цикл, завершившийся поздне меловым (африканским) пенеппеном, и поздне третичный до современного цикл, еще активный. Структурная эволюция этих рифтовых систем обсуждается со ссылками на наиболее современные работы.

Delvaux D. Rifting in the western branch of the East African rift system (a review). *Geotectonics*. 1992. № 3. The article presents the synthesis of results published on the basis of recent investigations carried out in the western branch of the East African rift. Three major rifting cycles are identified in the area: the Karoo cycle completed by the late Jurassic (Gondwana) peneplane; the Cretaceous cycle completed by late Cretaceous (African) peneplane, and the late Tertiary lasting till now and is still active. The paper discusses the structural evolution of these rift systems citing most updated works.

I. ДОРИФТОВАЯ ОБСТАНОВКА

Западная ветвь Восточно-Африканской рифтовой системы расположена преимущественно в подвижных поясах раннего протерозоя, которые развиты вокруг архейских кратонов Танзании и Бангвеулу (рис. 1). Раннепротерозойское основание Северо-Западной Танзании характеризуется двумя отчетливыми подвижными поясами, расположенными к западу (Убенде) и к югу (Узагара) от Танзанийского кратона [23, 33, 34]. Пояс Убенде СЗ — ЮВ простирается сложен главным образом крупно- и среднезернистыми гнейсами основного — кислого состава, в которых развиты узкие пластичные зоны скальвания с ретроградными образованиями зеленосланцевой фации. Пояс Узагара, вытянутый в широтном и северо-восточном направлении, также образован крупно- и среднезернистыми гнейсами, деформированными надвигами. В конце раннего протерозоя метаморфические породы блока Бангвеулу [40] и в юго-западной части пояса Узагара (плато Убена) испытали сильную гранитизацию [46]. Средний протерозой характеризуется развитием мобильных поясов Кибара и Ирумиде СВ простирается и седиментацией и последовательной деформацией группы Укинга в контактовой зоне между плато Убена и поясом Убенде. В то же время, возможно, образовалась зона скальвания, выраженная ретроградным зеленосланцевым метаморфизмом в поясе Убенде [26 и др.]. Поздний протерозой характеризовался панафриканским орогенезом, который развивался в условиях хрупкопластичных деформаций. Тектоно-термальный Мозамбикский пояс простирается в меридиональном направлении вдоль Индийского побережья от Кении до Мозамбика. Возможно, это накладывает отпечаток на восточную границу Танзанийского кратона и на большую часть пояса Укинга. Далее к юго-западу Замбия и Малави пересечены зоной сдвига Мвембешу — Шимилиро континентального масштаба и СВ простирается [10, 15, 45]. Вблизи западного берега оз. Малави эта сдвиговая зона разделяется на северную и южную ветви. Обе, по-видимому, продолжают к

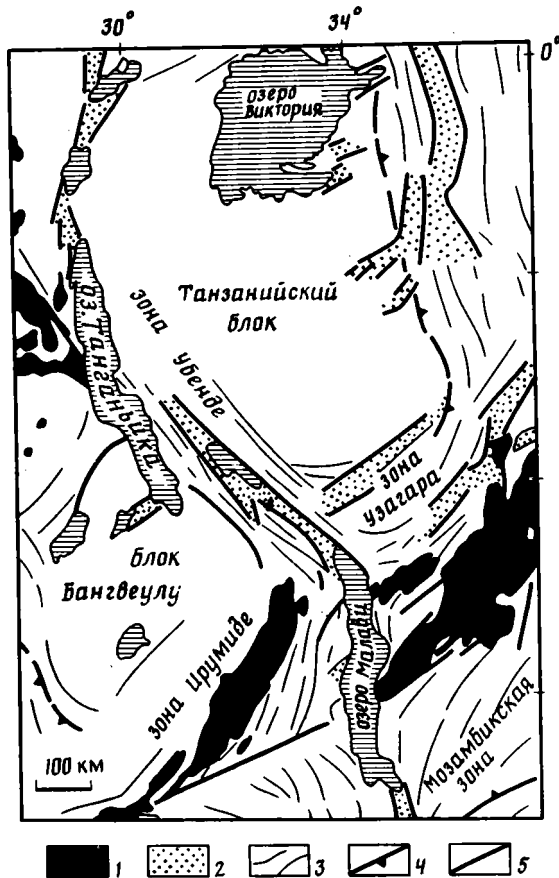


Рис. 1. Структурная схема фундамента востока Центральной Африки и положение кайнозойских рифтов (по [10, 52])
 1 — бассейны Кару; 2 — кайнозойские осадочные и вулканогенные образования; 3 — протерозойские мобильные зоны; 4 — границы зон; 5 — главные кайнозойские разломы

северо-востоку, пересекая Танзанию, возможно, под бассейнами Рухуху и Метангула — Рувума — Руфиджи, выполненными формацией Кару. Некоторые разломы внутри и по краям бассейнов могут соединяться в зоне Мвембеши — Шимилиро. Однако существование действительных зон сдвига под этими бассейнами нуждается в доказательстве [11].

II. ПЕРМО-ТРИАСОВЫЕ (КАРУ) И МЕЛОВЫЕ РИФТОВЫЕ СИСТЕМЫ

После длительного периода между кембрием и карбоном, от которого почти не сохранилось отложений, Восточная Африка претерпела обширное растяжение коры во время пермо-триасового (Кару) рифтообразования. Формации Кару встречаются в грабенах меридионального простираения вдоль восточно-африканского побережья (А), в удлинённых бассейнах общего ВСВ — ЗЮЗ направления в Южной Танзании и прилегающих странах (Б), в небольших грабенах, вытянутых вдоль линеамента Танганьика — Руква — Малави (ТРМ) в СЗ — ЮВ направлении и на восточной границе бассейна Заир (В).

А. Прибрежные бассейны. Начиная с ранней перми эти бассейны развивались в широтном направлении в прибрежных районах Кении, Танзании, Мозамбика, а также на западном побережье Мадагаскара. Они представляют собой останцы

большой рифтовой системы Малагази, которая простирается внутрь Гондваны от окраины Тетиса. Обзор осадочной и структурной эволюции бассейнов прибрежной Танзании был сделан П. Кентом и Д. Перри [25] и Т. Кройзером [27].

Серии Кару мощностью 6—10 км были выявлены геофизическими методами под юрскими отложениями. Отложения Кару представлены главным образом континентальными фациями (песчаники, конгломераты и угольные пласты). Короткие морские трансгрессии пермского моря происходили в большинстве западных бассейнов.

Рифтообразование и блоковые подвижки по сбросам развивались одновременно с отложением осадков, но главные вертикальные движения произошли в конце юры. Позднейшее сбросообразование происходило на фоне развития третичных бассейнов главным образом вдоль различных линий, близких к границе континента.

Б. Бассейны ВСВ — ЗЮЗ простираения. Это вытянутые в ВСВ — ЗЮЗ направлении бассейны значительной протяженности, заполненные преимущественно кластическими континентальными осадками. Основными бассейнами являются Метангула — Рувума — Руфиджи в северном Мозамбике и Южной Танзании [56], бассейн Рухуху в ЮЗ Танзании [29 и др.] и грабен Луангва в восточной Замбии [55]. Эволюция этих бассейнов характеризуется тектоническим контролем осадконакопления в условиях непрерывного погружения от позднего карбона до среднего — позднего триаса или ранней юры. Анализ органических остатков показывает, что в бассейне Рухуху не происходило сколько-нибудь значительного посткарусского осадконакопления [28]. Отложение осадков Кару первоначально происходило в бассейнах, отличавшихся по форме от современных впадин, ограниченных сбросами. За исключением короткого периода возникновения разломов на границе перми — триаса, основное сбросообразование с формированием полуграбенов происходило позднее — от позднего триаса до ранней юры. Современная морфология этих структур интерпретируется как результат более поздней тектонической активизации, поднятия и эрозии в связи с кайнозойским рифтообразованием. История бассейнов ВСВ — ЗЮЗ простираения, возможно, контролировалась активизацией крупной неоднородности континентальной литосферы, возникшей в раннем протерозое [2, 11]. Механизм тектонической эволюции этих бассейнов достаточно сложен. Он изменяется от образования нормальных сбросов и полуграбенов на фоне растяжения [14, 41] до формирования структур растяжения (*pull-apart*) на фоне горизонтального смещения [10, 11]. Активизация докаменноугольных структурных разрывов, по-видимому, также играет важную роль в геометрии и эволюции бассейнов.

В. Бассейн СЗ — ЮВ простираения зоны Танганьика — Малави. Вдоль линеамента ТРМ в небольших бассейнах обнажается серия Кару, окаймляющая северо-западную оконечность оз. Малави и трог Руква [32 и др.]. Она также известна в бассейне Калемия на западной стороне оз. Танганьика и в восточной части обширного Заирского бассейна [31 и др.]. Присутствие серий Кару под южной половиной оз. Танганьика и северной оконечностью оз. Малави предполагается на основе сейсмических профилей, но определенных доказательств не имеется [38, 47]. Базальные слои формации Кару отлагались либо в горных долинах (Восточный Заир), либо в тектоническом бассейне (Юго-Западная Танзания). Незначительные тектонические движения, возможно, происходили в перми, но первые важные движения имели место между поздней пермью и ранним триасом. В Восточном Заире и трог Калемия осадконакопление продолжалось на всем протяжении триаса до ранней юры.

Важный перерыв в осадконакоплении между ранней и поздней юрой в Восточном Заире, вероятно, отмечается эпизодом регионального поднятия и возобновления тектонической активности. Неизвестно, имели ли место главные вертикальные движения вдоль линеамента ТРМ между поздней пермью и ранним триасом или от ранней до средней юры. ТРМ-линеament был все еще зоной погружения в течение позднеюрского и мелового времени. Красноцветные и

озерные слои вокруг северной части оз. Малави и оз. Руква представляют останцы мелового бассейна СЗ — ЮВ простираения.

Щелочной магматизм проявляется в трог Руква в течение поздней юры и раннего мела [30]. Щелочной комплекс Мбея включает карбонатиты Панда Хилл и Мбализи, датированные от 128 ± 8 до 118 ± 9 млн. лет (ранний мел) [43]. Они одновозрастны с карбонатитами щелочной провинции Чилва, залегающими у южной оконечности оз. Малави [21]. В бассейне Рухуху у берегов оз. Малави были отмечены кимберлитовые трубки и щелочные диабазовые дайки среди отложений Кару [36].

Бассейны Кару в Восточной Африке до ранней юры были в основном внутрикратонными. Их тектоническая эволюция на этой стадии контролировалась главным образом взаимодействием двух основных полей напряжений: преимущественно растяжения на границе Гондваны с Тетисом и преимущественно сжатия на тихоокеанской границе Гондваны [61]. Возможно, еще в позднем карбоне началось рифтообразование вдоль береговой линии Момбаса (Кения). Во время периода Кару произошло относительно небольшое отодвижение Мадагаскара от Африки в широтном направлении, при этом образовавшийся рифт был параллелен современной береговой линии. Это сделало возможным осадконакопление Кару, но ограничило морскую ингрессию Тетиса (пермские эвапориты). Бассейны Калу — Лувегу, Рухуху и Луангва расположены точно на ЮЮЗ продолжении бассейна Кару прибрежной Кении (и Мадагаскара в его первоначальном положении). В ранней юре внутрикратонная обстановка преобразилась в перикратонную, причем Мадагаскар и Индия полностью отделились от Африки. Ответвление мезозойского рифта (трог Анза) протягивается в СЗ направлении от Кенийского палеотройственного сочленения у г. Момбаса по направлению к оз. Туркана [4, 20]. Этот рифт был активен в течение поздней юры и мела. Геофизические данные указывают на растяжение около 65 км в СВ — ЮЗ направлении, связанное со значительным утонением коры. Одновременно с развитием рифта Анза произошла тектоническая активизация в ТРМ-зоне в Восточной и Центральной Африке.

III. КАЙНОЗОЙСКИЕ РИФТОВЫЕ ЗОНЫ ТАНГАНЬКИКИ — МАЛАВИ

Восточно-Африканская кайнозойская рифтовая система лежит в пределах Восточно-Африканского плато и состоит из двух ветвей. Восточная ветвь распространяется от Аденского залива до Кенийского (Грегори) рифта, а западная ветвь — от оз. Альберта до Индийского океана, через Танганькиские и Малавийские (или Ньяские) рифтовые долины.

Западная ветвь Восточно-Африканской рифтовой системы состоит из серий глубоких трогов, представляющих собой типичные рифтовые долины. Она имеет форму сигмоиды и ограничивает Танзанийский кратон с запада. Рифты выполнены мощными плиоцен-четвертичными отложениями и частично заполнены глубокими озерами Мобуту (Альберт), Иди-Амин (Эдвард), Киву, Танганьика, Руква и Малави (Ньяса) (см. рис. 1). Несколько поперечных неглубоких депрессий СВ — ЮЗ простираения также связаны с западной ветвью этой рифтовой системы (низина Упева, оз. Мверу-Мверу, Вантипа, низины Узангу и долины Киломберо — Макаата). Они покрыты современными осадками умеренной мощности и частично заняты неглубокими озерами или болотами. Третичный вулканизм проявился в четырех изолированных провинциях (Торо — Анколе, Вирунга, Киву и Рунгве), расположенных вдоль западной ветви рифтовой системы [24, 30]. Они совпадают с зонами аккомодации, что дает возможность предположить тесную связь вулканизма со сбросообразованием во время начальных этапов развития континентального рифта. Третичный вулканизм начался в миоцене, 10—12 млн. лет назад, в вулканической провинции Киву у северного конца оз. Танганьика [16, 42]. В пределах региона Рунгве (между оз. Руква, оз. Малави и низинами Узангу) начало вулканических проявлений относится к позднему

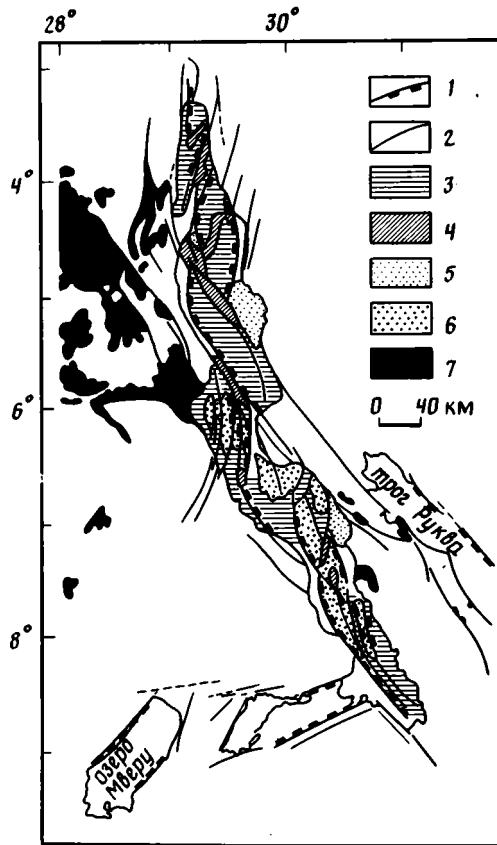


Рис. 2. Общая структура Танганьикской рифтовой зоны (по [37, 44, 47, 52])
 1 — главные разломы; 2 — второстепенные разломы; 3 — полуграбены;
 4 — низкий рельеф в зонах сочленения; 5 — «платформы»; 6 — центры
 максимального осадконакопления; 7 — отложения Кару.

миоцену (7 млн. лет назад) [17, 22]. Они предшествовали развитию или происходили одновременно с развитием крутопадающих сбросов на границе первоначально изолированных бассейнов Руква и Северного Малави (Ливингстон). Новейшая история озер Танганьика и Малави отражает сильное влияние тектонических и климатических событий. Считается, что несколько сейсмических и седиментационных перерывов в отложениях оз. Танганьика возникло вследствие изменения уровня моря [53, 54]. Депоцентры и фации осадконакопления также контролировались развитием полуграбенов [9, 18]. В последнее время при исследованиях по проекту PPOBE (университет Дюка, США) с помощью многоканального сейсмического профилирования были получены новые данные по строению рифтов главным образом в крупных озерных долинах [18, 38, 39, 47, 50].

Рифт оз. Танганьика протягивается на 670 км к югу от вулканической провинции Киву — Русизи и имеет ширину от 60 до 80 км. Поверхность озера расположена на уровне 762 м выше уровня моря. Обрамляющие рифт горы достигают высоты 2000 м над уровнем моря. Максимальная глубина озера 1400—1500 м. Рифт заполнен осадками мощностью 4—5 тыс. м. Вертикальная амплитуда между поверхностью пенеппена на вершине рифтовых гор и подошвой рифтовых осадков составляет 7400—8500 м. Предполагается, что третичное рифтообразование в оз. Танганьика началось между ранним и поздним миоценом.

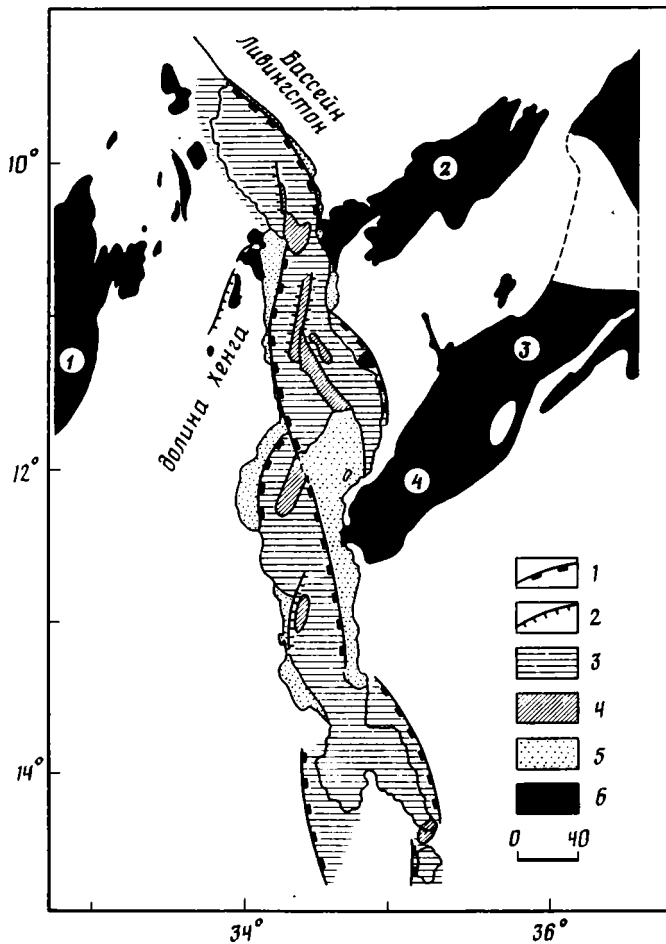


Рис. 3. Общая структура рифтовой зоны Малави (по [50])

1 — главные разломы; 2 — второстепенные разломы; 3 — полуграбены; 4 — низкий рельеф в зонах сочленения; 5 — «платформы»; 6 — бассейны Кару (1 — Луангва, 2 — Рухуху, 3 — Рувима, 4 — Метангула). Положение рис. 3 см. на рис. 1.

Рифтовая зона Танганьики имеет сложную структурную историю. Эта зона может быть разделена на типичные полуграбеновые структуры протяженностью 80—160 и шириной 30—50 км (рис. 2). Реконструкция тектонической и стратиграфической истории озера показывает, что в течение периода рифтообразования произошло изменение положения депоцентра. Рифт зарождался в нескольких отдельных районах, расположенных вдоль древнего линеамента. Ось рифта под разными углами: сечет простирания докайнозойских бассейнов.

Рифт Танганьика подразделяется на четыре структурные и седиментационные провинции, объединяющие одну или несколько полуграбеновых структур: Русизи, Кигома, Калеми, Мпулунгу [47]. Полуграбен Калеми вытянут поперек пермотриасового рифта, известного к западу от оз. Танганьика и выполненного серией Лукуга [31]. Нижний сейсмический раздел осадочной толщи Танганьики присутствует только в южной части озера. Он коррелируется с верхней частью толщи Лукуга и, возможно, относится к рифтообразованию эпохи Кару (или к раннему кайнозою). На основании этих сейсмических данных и простирания рифта Рухуху предполагается, что пермотриасовый грабен Калеми может продолжаться под южную половину оз. Танганьика и влиять на современную рифтовую структуру [47].

Провинции Калеми и Мпулунгу образуют вместе единый бассейн осадконакопления, где частные впадины разделены зонами аккомодации с плоским рельефом. По сейсмическим профилям зарегистрированы три главные осадочные толщи снизу вверх: Лукуга (Кару), Махали и Сонгве. В провинции Мпулунгу депоцентры расположены главным образом на западной стороне, вблизи основных граничных сбросовых систем. Осадконакопление вызвано проседанием, которое в свою очередь контролируется активностью системы граничных разломов.

Оз. Руква расположено между оз. Танганьика и Малави (см. рис. 2). Оно представляет собой долину, 25—36 км в ширину и 350 км в длину, частично покрытую мелководным озером Руква, глубина которого не превышает 13 м. Однако мощность осадочной толщи может достигать 7,5 км [39]. Было показано [44], что в рифте Руква присутствует полуграбеновая структура первого порядка, наклоненная к северо-востоку. С северо-востока она ограничена листрическим нормальным сбросом (разлом Лупа) с амплитудой от 5 до 10 км, простирающимся по азимуту 130°. С юго-западной стороны она отделена более молодой системой разломов; к ней принадлежит разлом Уфипа, который образует главный 3-километровый уступ. Современная структура рифта Руква формировалась в течение длительного времени. Фаза мезозойского рифтообразования в долине Руква изучена слабо; она была, вероятно, в основном вызвана нормальным тектоническим растяжением. Однако современное сбросообразование, по-видимому, в значительной мере определяется правым сдвигом, субпараллельным разлому Лупа [7].

Рифт Малави (см. рис. 1) простирается более чем на 700 км от вулканической провинции Рунгве на севере до грабена Урема на юге. Размеры оз. Малави 550 км в длину и 50—80 км в ширину. Его поверхность расположена на высоте 474 м над уровнем моря, максимальная глубина 700 м, причем фланги рифта поднимаются на 400—2000 м над уровнем озера. Рифт Малави является сейсмически активным, но магматизм ограничен щелочным вулканизмом у северной оконечности озера. Новейшие рифтовые структуры оз. Малави, по-видимому, моложе, чем средний миоцен [18].

Геометрия рифта была уточнена с помощью интерпретации многоканальных сейсмических профилей [50]. Авторы подразделяют впадину озера на семь полуграбеновых структур размером 120×70 км (с севера на юг: Ливингстон, Усизайя, Мбамба, Бандавале, Метангула, Мваньяже и Мтакатака). Эти бассейны разделены зонами аккомодации и промежуточными ступенями («платформами») (рис. 3).

Бассейн Ливингстон имеет наклон к северо-востоку. С этой стороны он ограничен крутопадающей пограничной системой разломов Ливингстон. С юго-запада бассейн обрамлен серией небольших горстов и грабенов. Северная часть системы разломов Ливингстон почти прямолинейна и выражена сбросом с максимальной вертикальной амплитудой около 10 км [60]. К югу отмечается уменьшение вертикального смещения вдоль граничного сброса Ливингстон и увеличение числа внутренних разломов, все более близко расположенных один к другому. Система граничных сбросов Ливингстон приурочена к относительно узкой разломной зоне, расположенной в докембрийской зоне пластического сдвига СЗ—ЮВ простирающаяся шириной от 1 до 3 км [60]. Главные же внутренние разломы ориентированы с севера на юг [57] и, по-видимому, пересекают ранее возникшие структурные направления.

Мощность отложений в наиболее северном бассейне Ливингстон значительно меняется: ее максимум достигает 4 км, а в среднем составляет около 2,5 км, но до сих пор не получено непрерывного отражения от кристаллического основания. Данные сейсмических и полевых исследований юго-западной части котловины озера говорят в пользу присутствия в низах разреза, в наиболее глубокой части бассейна, мезозойских осадков (Кару или меловых) [50]. Однако это еще не доказано окончательно.

Имеются также послетриасовые рифтовые впадины, расположенные почти перпендикулярно по отношению к основной оси рифта. Они многочисленны в

Танзании и соседних с ней странах. Обычно они имеют СВ — ЮЗ простирание и выполнены осадками средней мощности (максимально 2000 м) от неогена до современных. Контролирующие их сбросы имеют меньшую вертикальную амплитуду по сравнению с основной рифтовой системой. Эти впадины часто ограничены линеаментами СВ — ЮЗ простирания, хорошо различимыми из космоса [13, 58].

IV. КИНЕМАТИКА РАЗВИТИЯ ЗАПАДНОЙ ВЕТВИ РИФТОВОЙ СИСТЕМЫ

Оценка растяжения верхней части земной коры в рифтовой зоне Танганьика — Малави может быть произведена путем построения сбалансированных разрезов на основании сейсмических профилей и геометрии разломов. В качестве опорной используется дорифтовая эрозионная поверхность, маркирующая кровлю кристаллического фундамента. Она может быть выявлена на некоторых сейсмопрофилях, а также в приподнятых флангах рифта. Полученные величины указывают на явное растяжение, нормальное по отношению к оси рифта. Однако, эти величины могут выражать лишь некоторый процент от общего растяжения.

Для оз. Танганьика К. Морли [38] показал величину максимального растяжения 4,5 км в центральной части рифта и минимального растяжения 0,5—1 км в северной и южной оконечностях озера. Растяжение поперек рифта Руква, по его же оценке, составляет 4 км. В зоне аккомодации Рунге между оз. Руква и Малави растяжение оценивается в 2,7—3,5 км (5—9%) от ширины рифта. Для оз. Малави предполагается растяжение от 6,5 до 7%, т. е. от 3,5 до 5,6 км под прямым углом к оси рифта [50].

Основное направление растяжения, полученное на основании анализа геометрии рифта, определяется разными авторами по-разному. Некоторые авторы [49] определяют растяжение в ССЗ до СЗ направлении, относя его к африканским транснапряжениям. Другие [39, 47] предполагают широтное направление растяжения для отдельных рифтовых полуграбенов, ортогональных к тем участкам, где граничные системы разломов имеют максимальные амплитуды погужения. Есть предположение [37], что вблизи южной оконечности озера Танганьика главное растяжение имеет азимут простирания 115—135° и коррелируется с формированием бассейнов Мверу-Мверу — Вантипа (*pull-apart basins*). СЗ — ЮВ главное направление растяжения предполагается по наличию правостороннего сдвига на севере оз. Малави [52]. Однако это должно бы вызвать деформацию изгиба между озерами Руква и Танганьика, но в настоящее время не имеется достаточных доказательств наличия кайнозойских структур сжатия в этом районе. В центральной части оз. Малави преобладает широтное растяжение [50].

Примерно такой же разброс мнений по поводу направления растяжения существует на основании определений палеостресса по данным о разломах [1, 8, 11 и др.]. То же происходит с анализом микросейсмичности [19, 49 и др.]. Некоторые авторы [7] на основании решений фокальных механизмов землетрясений заключают, что большинство механизмов совместимо с растяжением от СЗ — ЮВ до ЗСЗ — ВЮВ, причем некоторые имеют широтное простирание или очень редко СВ — ЮЗ. В районе оз. Мверу, где рифтообразование проявилось слабее, направление растяжения преимущественно СЗ — ЮВ до ЗСЗ — ВЮВ, в то же время в более развитой северной части западного рифта растяжение идет в СЗ — ЮВ и СВ — ЮЗ направлениях.

Кинематическая эволюция системы Восточно-Африканского рифта интерпретируется как последовательность четырех главных этапов, характеризующихся прогрессивным вращением направления сжатия от горизонтального (сдвиговый режим) до вертикального (режим растяжения), с осью растяжения, фиксированной в горизонтальном направлении, с СЗ на ЮВ [7]. В более теоретическом аспекте эта модель была предложена ранее авторами [13], которые говорили о том, что начало регионального сводообразования в литосфере должно быть отмечено переходом от режима сжатия к напряжениям растяжения. Поэтому по их мнению

в эволюции района купольного воздымания надо выделять два последовательных этапа:

1) сдвиговые движения по простираанию вдоль унаследованных ослабленных зон в условиях режима сжатия (широтное минимальное сжатие, меридиональное максимальное сжатие) и

2) развитие движений скольжения по падению в результате смены положения максимальной главной оси стресса от горизонтального к вертикальному.

Альтернативная модель, полученная недавно для рифта Кении [51], может быть опробована для западной ветви Восточно-Африканской рифтовой системы. Результаты показали, что направление осей палеонапряжения определяется разломами, наблюдаемыми в хорошо хронологически привязанных структурах, а также что главное направление растяжения вращается по часовой стрелке с СВ — ЮЗ до СЗ — ЮВ, а промежуточное направление остается зафиксированным в вертикальной плоскости. Благодаря вращению по часовой стрелке направления растяжения, ранее образовавшиеся сбросы меридионального, ССЗ и СЗ простираания были активизированы с сильной правосторонней сдвиговой компонентой. Это новое СЗ — ЮВ направление растяжения подтверждается фокальным механизмом землетрясений и данными бурения, на основании которых можно предположить, что механизм, приведенный в действие вращением поля напряжений, мог вызвать недавние изменения тектонического плана территории между плато Нубия и Сомали, вдоль спрединговых зон Красного моря и Аденского залива.

По мнению многих авторов [11, 34 и др.], обе генерации докайнозойских структур (докембрийская и пермо-триасовая) оказывают существенное влияние на развитие рифтов в ходе их эволюции. Анизотропия фундамента, главные сдвиговые зоны эффективно контролируют общее положение западной ветви рифтовой системы, так же как и ее более мелкие структуры, такие, как полу-грабены и системы бортовых разломов.

V. ГЕОДИНАМИКА РИФТА

Восточно-Африканская рифтовая система фундаментально отличается от типичных срединно-океанических хребтов, потому что она не подвержена спредингу и не содержит новой океанической коры [33]. Р. Мак Коннелл подчеркивает, что Африканская плита остается в стабильном состоянии со времени разделения Гондваны, будучи сжатой между Срединно-Атлантическим и Срединно-Индийским океаническим спрединговым хребтами. Некоторые авторы [5, 6, 11 и др.] предполагают, что Восточно-Африканская рифтовая система образовалась при отделении Сомалийской плиты от Африканского континента. Они основываются на том, что эта плита удаляется от Африки в генеральном направлении с северо-запада на юго-восток. В этой модели центральная часть западной ветви (рифты Южной Танганьики, Руквы и Северного Малави) подчеркивает линейные очертания ступенчатых сдвигов. Следуя этой модели, ТРМ-зона подвергается косому растяжению, в то время как северные и южные части западного рифта испытывают чистое сжатие. Взаимосвязь движений Сомалийской и Африканской плит представляет собой правостороннее прерывистое скольжение вдоль ТРМ-зоны, которая действует как зона сбросо-сдвига.

Предполагается, что рифтовая геометрия Восточной Африки может сформироваться при существовании поверхности срыва в коре (*detachment*), такой же, как в Провинции Бассейнов и Хребтов на Западе США [3, 39]. По аналогии с моделью для Провинции Бассейнов и Хребтов растяжение земной коры в Восточно-Африканском рифте могло произойти на континентальной плите вследствие увеличения пластичности литосферы. На глубине срыв под пологим углом может пересекать всю толщу земной коры и протягиваться до мантии (модель простого сдвига [59]), либо же общее растяжение реализуется вследствие растяжения в нижней части земной коры (модель чистого сдвига [35]).

1. *Angelier J., Mechler P.* Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en sismologie: la méthode des dièdres droits//Bull. Soc. géol. France. 1977. V. XIX. № 7. P. 1309—1318.
2. *Bloomfield K.* A major east-north-east dislocation zone in Central Malawi//Nature. 1966. V. 211. P. 612—614.
3. *Bosworth W.* Off-axis volcanism in the Gregory rift, East-Africa: implications for models of continental rifting//Geology. 1987. V. 15. P. 397—400.
4. *Bosworth W.* Basin and Range type tectonics in East-Africa//J. Afr. Earth Sci. 1989. V. 8. № 2-4. P. 191—202.
5. *Chorowicz J.* Le rift est-africain: Debut d'ouverture d'un océan?//Bull. Centr. Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine, 1983. V. 7. P. 155—162.
6. *Chorowicz J.* Transfer and transform fault zones in continental rifts: examples in the Afro-Arabian rift system. Implications of crust breaking//J. Afr. Earth Sci. 1989. V. 8. № 2—4. P. 203—214.
7. *Chorowicz J., Le Fournier J., Vidal G.* A model for rift development in Eastern Africa//Geol. J. 1987. V. 22. P. 495—513.
8. *Chorowicz J., Mukonki M.* Lineaments anciens, zones transformantes récentes et géotectonique des fossés dans L'est Africain, d'après la télédétection et la microtectonique//Mus. roy. Afr. centr. Tervuren (Belg). Dépt. Géol. Min. Rapp. ann. 1979. 1980. P. 143—146.
9. *Crossley R., Owen R. B.* Sedimentation in the Malawi Rift and some implications for hydrocarbon exploration in Africa/Eds G. Mathies, H. Schandemeier//Current research in African earth sciences. Balkema, Rotterdam, 1987. P. 227—230.
10. *Daly M. C.* Crustal shear zones and thrust belts: their geometry and continuity in Central Africa//Phil. Trans. Roy. Soc. London. 1986. V. A317. P. 11—128.
11. *Daly M. C., Chorowicz J., Fairhead J. D.* Rift basin evolution in Africa: the influence of reactivated steep basement shear zones/Eds M. A. Cooper, G. D. Williams//Inversion Tectonics. Geol. Soc. Spec. Publ. 1989. V. 44. P. 309—334.
12. *Dehandschutter J., Lavreau J.* Integration of lineament study in stress analysis and basement tectonics//Mus. roy. Afr. centr. Tervuren (Belg.). Dépt. Géol. Min. Rapp. ann. 1983—1984. 1985. P. 99—109.
13. *Dehandschutter J., Lavreau J.* Lineaments and extensional tectonics: examples from Shada (Zaire) and NE Zambia//Bull. Soc. Belge Geol. Bruxelles, 1985. V. 93. P. 209—221.
14. *Delvaux D.* Structural control of the Karoo basins of SW-Tanzania by pre-Karoo fracture Pattern//15-th Meeting of African Geology. Nancy, 1990, 10—13 sept. 1990. P. 36—41.
15. *De Swardt A. M. J., Garrard P., Simpson J. G.* Major of deslocation and superposition of orogenic belts in parts of Central Africa//Bull. Geol. Soc. Amer. 1965. V. 76. P. 89—102.
16. *Ebinger C. J.* Geometric and kinematic development of border faults and accomodation zones, Kivu-Rusizi Rift, Africa//Tectonics. 1989. V. 8. P. 117—133.
17. *Ebinger C. J., Deino A. L., Drake R. E.* Chronology of volcanism and rift basin propagation: Rungwe volcanic province, East-Africa//J. Geophys. Res. (in press).
18. *Ebinger C. J., Rosendahl B. R., Reynolds D. J.* Tectonic model of the Malawi Rift, Africa/Ed. z. Ben-Avraham//Sedimentary basins within the Dead Sea and other Rift Zones//Tectonophysics. 1987. V. 141. P. 215—235.
19. *Fairhead J. D., Girdler R. W.* The seismicity of the East-African rift system//Tectonophysics. 1972. V. 15. P. 115—122.
20. *Fairhead J. D., Green C. M.* Controls on rifting in Africa and the regional tectonic for the Nigeria and East Niger rift basins//J. Afr. Earth Sci. 1989. V. 8. N 2—4. P. 231—250.
21. *Garson M. S.* Carbonatites in Southern Malawi//Bull. Geol. Surv. Dept. Malawi. 1965. V. 15. P. 128.
22. *Harkin D. A.* The Rungwe volcanics at the northern end of Lake Nyasa//Mem. Geol. Surv. Tanganyika. 1960. V. 11. 172 p.
23. *Harpum J. R.* Summary of the geology of Tanzania. Pt V: Structure and geotectonics of the Precambrian//Mem. Min. Res. Div. Tanzania. 1970. V. 1. P. 58.
24. *Karson J. A., Curtis P.* Tectonic and magmatic processes in the eastern branch of the East-African rift and implications of magmatically active continental rifts//J. Afr. Earth Sci. 1989. V. 8. N 2—4. P. 431—453.
25. *Kent P. E., Perry J. T. O'B.* The development of Indian ocean margin in Tanzania//Sedimentary basins of the African coast./Ed. G. Blant. Association of African Geological Surveys. Paris, 1973. Pt 2. P. 113—131.
26. *Klerkx J., Nanyaro J. I.* The Ukinga Group in Southwestern Tanzania: a shear belt of Middle Proterozoic age?//IGCP Project N 255. Newsletter. 1988. V. 1. P. 37—41.
27. *Kreuser T.* Stratigraphie des Karoo-Becken in Ost Tanzania//Thesis Geol. Inst. Univ. Koelen Sonderveroeffentlichungen. 1983. N 45. 217 p.
28. *Kreuser T., Schramedei R., Rullkotter H.* Gas-prone source rocks from cratogene Karoo basins in Tanzania//J. Petroleum Geol. 1988. V. 11. P. 169—184.
29. *Kreuser T., Semkiwa P. M.* Geometry and depositional history of a Karoo (Permian) Coal basin (Mchuchuma Ketewaka) in SW-Tanzania//N. jb. Geol. Palaont. Mh. 1987. H. 2. P. 69—98.
30. *Le Bas M.* The East-African Cenozoic magmatic province//Geodynamic Evolution of the Afro-Arabian Rift System. Roma: Acad. Nat. Lincei. 1980. V. 47. P. 111—122.
31. *Lepersonne J.* Structure géologique du bassin inférieur du Zaire//Bull. Acad. Roy. Belg. cl. Sci. Ser. 5. 1977. V. LXIII. P. 941—965.
32. *McConnell R. B.* The Geology of the Namwele-Mkomolo Coalfield//Dept. Lands and Mines. Tanganyika Territory. Geol. Div. 1946. Short Paper 27. P. 55. (or Bull. Imperial Inst. V. 44. № 3. P. 227—251.

33. *McConnell R. B.* Geological development of the rift system of eastern Africa//Bull. Geol. Soc. Amer. 1972. V. 83. P. 2549—2572.
34. *McConnell R. B.* A resurgent taphrogenic lineament of Precambrian origin in eastern Africa//J. Geol. Soc. London, 1980. V. 137. P. 483—489.
35. *McKenzie D.* Some remarks on the development of sedimentary basins//Earth Planet. Sci. Letters. 1978. V. 60. P. 25—32.
36. *McKinlay A. C. M.* The coalfields and coal resources of Tanzania//Bull. Geol. Surv. Tanzania. 1965. V. 38. P. 82.
37. *Mondeguer A., Ravenne C., Masse P., Tiercelin J.-J.* Sedimentary basins in an extension and strike-slip background: the «South Tanganyika troughs complex», East-African Rift//Bull. Soc. géol. France. 1989. V. V. № 8. P. 501—522.
38. *Morley C. K.* Variable extension in Lake Tanganyika//Tectonics. 1988. V. 7. P. 785—801.
39. *Morley C. K.* Variable extension in Lake Tanganyika: Reply//Tectonics. 1989. V. 8. P. 651—653.
40. *Ngozi K., Liegeois J.-P., Demaiffe D., Dumont P.* Age tardi-Ubendien des dômes granitiques de l'arc cuprifère Zairo-Zambien//Submitted to C. R. Acad. Sci. Paris. 1990. Ser. 11. P. 82—93.
41. *Orpem J. L., Swain C. J., Nugent C., Zhou P. P.* Wrench-fault and half-graben tectonics in the development of the Palaeozoic Zambezi Karoo basins in Zimbabwe — the «Lower Zambezi» and «Mid-Zambezi» basins respectively — and regional implications//J. Afr. Earth Sci. 1989. V. 8. № 2—4. P. 215—230.
42. *Pasteels P., Villeneuve M., DePaere P., Klerx J.* Timing of volcanism in the southern Kivu Province: Implications for the evolution of the western branch of the East-African rift system//Earth Planet. Sci. Letters. 1989. V. 94. P. 353—363.
43. *Pentel'kov V., Voronovskiy S.* Radiometric age of Mbalizi Carbonatite, Tanzania, and correlation with other carbonatites of the Rukwa-Malawi rift zone//Doklady Akad. Nauk SSSR. 1977. V. 235. P. 1136—1139 (English translation: P. 92—94).
44. *Peirce W., Lipkov L.* Structural interpretation of the Rukwa rift, Tanzania//Geophysics. 1988. V. 53. N6. P. 824—836.
45. *Porada H.* Pan-African rifting and orogenesis in southern to equatorial Africa and eastern Brazil//Precambrian Res. 1989. V. 44. P. 103—136.
46. *Priem H. N. A., Boerijk N. A. I. M., Hebeda E. H., Verdurmen E. A. T., Verscure R. H.* Isotopic age determination of granitic and gneissic rocks from the Usagaran system in southern Tanzania//Precambrian Res. 1979. V. 9. P. 227—239.
47. *Sander S., Rosendahl B. R.* The geometry of rifting in Lake Tanganyika, East-Africa//J. Afr. Earth. Sci. 1989. V. 8. N 2—4. P. 323—354.
48. *Scholz C., Rosendahl B. R., Scott D. L.* Development of coarse-grained facies in lacustrine rift basins: Examples from East-Africa//Geology. 1990. V. 48. P. 140—144.
49. *Scott D. I., Rosendahl B. R., Burgess C. F., Sander S.* Comments on «Variable extension in Lake Tanganyika» by C. K. Morley//Tectonics. 1989. V. 8. P. 647—650.
50. *Specht T. D., Rosendahl B. R.* Architecture of the Lake Malawi Rift, East-Africa//J. Afr. Earth Sci. 1989. V. 8. N 2—4. P. 355—382.
51. *Strecker M. R., Blisniuk P. M., Eisbacher G. H.* Rotation of extension direction in the central Kenya Rift//Geology. 1990. V. 18. P. 299—302.
52. *Tiercelin J.-J., Chorowicz J., Bellon H., Richert J. P., Mwanbene J. T., Walgenwitz B.* East-African rift system: offset, age and tektonic significance of the Tanganyika — Rukwa — Malawi intracontinental transcurrent fault zone//Tectonophysics. 1988. V. 148. P. 241—251.
53. *Tiercelin J.-J., Mondeguer A., Gasse F., Hillaire-Marcel C., Hoffert M., Larque P., Ledee V., Marestang P., Ravenne C., Raynaud J.-F., Thouery N., Vincens A., Williamson D.* 25000 ans d'histoire hydrogéologique et sédimentaire du las Tanganyika, Rift Est-Africain//C. R. Acad. Sci. Paris. 1988. V. 307. Sér. 11. P. 1375—1382.
54. *Tiercelin J.-J., Scholz C. A., Mondeguer A., Rosendahl B. R., Ravenne C.* Discontinuités sismiques et sédimentaires dans la série du remplissage du fosse du Tanganyika, Rift Est-African//C. R. Acad. Sci. Paris. 1989. V. 309. Sér. II. P. 1599—1606.
55. *Utting J.* The Karoo stratigraphy of the northern part of the Luangwa valley//Mem. Geol. Surv. Zambia. 1979. V. 4. P. 131.
56. *Verniers J., Jourdan P. P., Paulis R. V., Frasca-Spada L., De Bock F. R.* The Karoo graben of Metangula northern Mozambique//J. Afr. Earth Sci. 1989. V. 9. P. 137—158.
57. *Versfelt J., Rosendahl B. R.* Relationships between pre-rift structure and rift architecture in Lakes Tanganyika and Malawi, East-Africa//Nature. 1989. V. 337. P. 354—357.
58. *Villeneuve M.* Les sillons tectoniques du Précambrien supérieur dans l'est du Zaïre. Comparaison avec les directions du rift est-africain//Bull. Centr. Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine. 1983. V. 7. P. 125—448.
59. *Wernicke B.* Uniform-sense normal simple shear of continental lithosphere//Can. J. Earth Sci. 1985. V. 22. P. 108—125.
60. *Wheeler W. H., Karson J. A.* Structure and kinematics of the Livingstone Mountains border fault zone, Nyasa (Malawi) Rift, southwestern Tanzania//J. Afr. Earth Sci. 1989. V. 8. N 2—4. P. 393—414.
61. *Wopfner H.* Rifting in Tanzanian Karoo basins and its economic implications//15-th Meeting on African Geology. Nancy, 1990. 10—13 sept. P. 29—35

УДК 550.243.001.1

© 1992 г. АБАСОВ М. Т., КУЛИЕВ Г. Г., ДЖЕВАНШИР Р. Д.,
БУРЯКОВСКИЙ Л. А., АЛИЕВ Э. А.

ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ И МАТЕМАТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ МЕХАНИЗМА ФОРМИРОВАНИЯ СКЛАДЧАТОСТИ ПУТЕМ ПОТЕРИ УСТОЙЧИВОСТИ

Излагаются теоретические основы и математическая модель механизма складкообразования в толще земной коры, в качестве которого рассматриваются различные виды потери устойчивости доскладчатого состояния равновесия под действием «внутренних», «внешних» факторов или их сочетаний. Сформулировано положение о необходимости выделения эволюционного и неэволюционного механизмов складкообразования. Предлагаемый подход основан на трехмерной линеаризованной теории устойчивости и характеризуется наиболее полным и разнообразным учетом причин потери устойчивости и краевых условий, сопутствующих этому процессу. Приводится конкретный пример реализации предложенного подхода.

Abasov M. T., Kuliev G. G., Buryakovskiy L. A., Dzhevanshir R. D., Aliev E. A. Theoretical background and mathematical model of the folding mechanism through the losing of stability. *Geotectonics*. № 3, 1992. The paper describes theoretical background and mathematical model of folding mechanism in the earth crust. In particular, there considered different ways of the stability losing of the pre-folding equilibrium state under the influence of «inner» and «outer» factors or their combinations. The necessity of identifying the evolutionary and non-evolutionary folding mechanisms is formulated. The suggested approach is based on three-dimensional linearize theory of stability and takes into account various causes of stability losing and the conditions accompanying this process. A concrete example of using this approach in practice is cited.

ВВЕДЕНИЕ

В последнее время вновь возрастает интерес к изучению складкообразования в толще земной коры [16, 18]. Теоретические и экспериментальные исследования проблемы позволили выработать определенные научные представления в этой области знаний. [1—4, 8, 9, 15—18]. Получены результаты, направленные на качественное, а в некоторых случаях и количественное описание явления складкообразования.

Как известно, в природе наблюдаются разнообразные формы складчатости, отличающиеся своими особенностями. Неудивительно поэтому, что процессы складкообразования с различными законами распределения искривленности в структуре слоев земной коры объяснялись с различных точек зрения. Единым в существующих представлениях является то, что приоритет в возникновении различных форм складчатости отдается источникам сил, создавшим эти искривления. Эти источники классифицируются на «внешний» фактор, к которому относят внешнее сжатие, и «внутренний» фактор, обусловленный инверсией плотностей в низах осадочной призмы. Природу внешнего сжатия связывают главным образом с зонами конвергенции и коллизии литосферных плит [16], а инверсию плотностей считают обязанной тепловому импульсу, проникающему из мантии в земную кору на инверсионной стадии геосинклинального режима [1, 4, 16].

Можно полагать, что под влиянием этих и других факторов, а также в зависимости от горно-геологических, физико-механических (в том числе реологических) и пространственно-геометрических условий в структуре земной коры реализованы и продолжают реализовываться различные формы складчатости, характеризующиеся многообразием специальных форм искривлений. Такой ме-

ханизм складкообразования условно назовем эволюционным. В этом случае предполагается, что искривленным структурам земной коры предшествовали определенные регулярные структуры.

При исследовании явления складкообразования в пределах эволюционного механизма возможны различные формулировки задач, как учитывающих временной фактор (задачи динамики, ползучести, релаксации, устойчивости и др.), так и не учитывающие время (статические и квазистатические задачи изгиба, кручения, устойчивости и др.).

Возможны и неэволюционные механизмы образования складчатости. Такие формы искривления в толще земной коры образовывались не за счет искривления доскладчатых регулярных структур, а связаны с иными причинами. Наиболее известной формой неэволюционного типа складчатости можно считать складки облекания.

Считаем, что такое достаточно условное разделение механизмов складкообразования на «эволюционный» и «неэволюционный» необходимо с точки зрения математического формализма, поскольку при этом удастся моделировать очень сложные природные явления на конкретных математических моделях независимо от геологических масштабов времени. Хотя возможно, что в ходе дальнейших исследований будет предложена более удачная терминология для такого разделения.

Целесообразно различать также и масштабы проявления искривлений: мелкомасштабную (локальную), крупномасштабную (глобальную или региональную) формы складчатости и их сочетания. Под мелкомасштабной будем понимать складчатость, формирование которой является индивидуальным для каждой отдельной складки или совокупности складок. Под крупномасштабной будем понимать складчатость, характеризующуюся подчиненностью крупных совокупностей складок единой, общей для них закономерности.

Для математического формализма нет необходимости в разделении процессов складкообразования по координатным масштабам. Однако такое разделение может оказаться целесообразным с геотектонической точки зрения, особенно при сопоставлении результатов различных экспериментальных и теоретических работ. При таком сопоставлении необходимо сравнивать результаты, относящиеся к одинаковым масштабам.

Таким образом, в данной проблеме можно выделить классы и методы исследования эволюционного и неэволюционного механизмов, мелкомасштабных и крупномасштабных форм складкообразования. Такая классификация полезна и в том смысле, что она позволяет четко разграничивать результаты исследований, посвященных различным аспектам единой проблемы складкообразования, и не противопоставлять их один другому. Это позволит избежать необоснованных выводов и дискуссий.

В пределах эволюционного механизма мелкомасштабные и крупномасштабные формы складчатости могут реализовываться как раздельно, так и во взаимосвязи. Можно полагать, что в целом наблюдаемая в природе складчатость обусловлена как «внешними», так и «внутренними» факторами и представляет собой смесь мелко- и крупномасштабной форм. Впервые оба фактора («внешний» и «внутренний») в теоретических исследованиях линейной складчатости учтены в [17].

Как уже отмечалось, «внешние» факторы складкообразования обычно отождествляются с внешней силой, приложенной к торцам литосферных плит. Для «внутренних» факторов роль горизонтальных усилий (в литературе по геотектонике используется неверный термин «тангенциальный»; в курсах по механике сплошной среды под этим термином понимаются совсем другие компоненты тензоров напряжений и деформаций) практически не учитывается, а если и учитывается, то их влияние считается незначительным. Однако во многих случаях роль горизонтальных сжимающих усилий у «внутренних» факторов может оказаться решающей. В частности, это возможно вследствие плотностных неоднородностей по пространственным координатам. В этом случае даже при отсутствии

внешнего горизонтального сжатия в различных зонах возникают высокоинтенсивные сжимающие усилия, приводящие к складкообразованию.

Анализ результатов многочисленных исследований [5—7, 9] и приведенные соображения показывают, что при теоретическом исследовании такой сложной проблемы, как складкообразование, необходимо создавать наиболее общие и в то же время достаточно простые, адекватные математические модели и методы исследований этих моделей при достаточно общих и произвольных параметрах, характеризующих само явление складкообразования в толще земной коры. В пределах математической модели природа этих параметров не играет существенной роли. Достаточная общность и произвольность модели позволяет, где это необходимо, придавать этим параметрам определенную геометрическую, физико-механическую, горно-геологическую трактовку различной природы и проводить качественный и количественный анализ конкретных результатов [14].

Основная часть. Для формулирования математической модели задачи принимались следующие общие предположения.

1. Земная кора рассматривается в виде многослойной конструкции.
2. Каждый слой может быть заполнен однородным, неоднородным, изотропным или анизотропным материалом, подчиняющимся определенным законам деформирования.
3. Существует доскладчатая регулярная структура.
4. Механизм складкообразования являются различные виды потери устойчивости доскладчатого состояния равновесия под действием различных факторов.
5. Все факторы различной природы («внутренние», «внешние» или их сочетания) заменяются действием усилий различных видов («мертвых» или «следящих»).

Под «следящей» в механике понимают внешнюю нагрузку, направленную по нормали к поверхности тела и сохраняющую свое направление и величину при деформировании. Под «мертвой» понимается нагрузка, которая после деформации сохраняет свои первоначальные направления и величину.

Кроме предположений общего характера, в развешиваемом подходе использован и ряд предположений частного характера, которые описываются по ходу изложения. Вышеприведенные предположения общеприняты также и в пределах более частных и прикладных подходов.

Отметим, что имеется ряд исследований, в которых процесс складкообразования также объясняется потерей устойчивости состояния равновесия [7, 9, 11—13]. Эти работы роднит общая идея о потери устойчивости. В [9] процесс неустойчивости исследуется с привлечением так называемого приближенного подхода в теории устойчивости. В последующих публикациях по механике деформируемого твердого тела было доказано, что результаты исследований в рамках приближенного подхода теоретически не обоснованы. Позже для математического описания процесса складкообразования была использована строгая трехмерная линеаризованная теория устойчивости [5, 6]. Содержание работ [16, 18] показывает, что результаты исследований процесса складкообразования по трехмерной линеаризованной теории [7, 10—12] остались не замеченными специалистами по геотектонике. По-видимому, это объясняется тем, что указанные работы опубликованы в журналах по механике деформируемого твердого тела и их результаты отличаются своей математической сложностью.

Предлагаемый нами подход также основывается на трехмерной линеаризованной теории устойчивости и от работы [7], где эти задачи рассмотрены только при одноосном сжатии, отличается тем, что здесь роль причин, вызывающих потерю устойчивости, и краевые условия (что является принципиальным в задачах устойчивости), сопутствующие этому процессу, учитываются более полно и разнообразно. Предлагаемый подход является неким гибридом континуального и кусочно-однородного методов исследований в общей теории устойчивости. Здесь даются четкие разъяснения постановок задач устойчивости для различных геотектонических обстановок.

Ниже остановимся на изложении результатов исследований для сжимаемых материалов. Все приводимое, вплоть до числовых результатов, легко переносится и на случай несжимаемых материалов.

Рассмотрим постановку линеаризированных (неклассических) задач устойчивости.

Основные системы разрешающих уравнений этой теории для сжимаемых материалов имеют вид [5, 6]:

$$\frac{\partial}{\partial x_i} (w_{ijkl} \frac{\partial U_\alpha}{\partial x_j}) = 0 \quad i, j = 1, 2, 3. \quad (1)$$

Здесь и далее по повторяющимся индексам проводится суммирование от 1 до 3.

В (1) x_i — лагранжеские координаты, которые в начальном состоянии (в данном случае — в доскладчатом состоянии) совпадают с декартовыми; U_α — возмущения, характеризующие потерю устойчивости (искривленности в структуре); w_{ijkl} — компоненты тензора четвертого ранга, которые описывают физико-механические свойства материала деформируемой среды (пород) и распределение напряжений в доскладчатом состоянии.

Если в доскладчатом состоянии существовала регулярная слоистая структура, то с определенной степенью точности можно считать, что в этом состоянии распределение напряжений являлось однородным. Предположение об однородности распределения напряжения в доскладчатом состоянии в задаче, поставленной относительно уравнения (1), никаких упрощений не вносит. Однако методы исследования при этом существенно облегчаются. В принципе задачи разрешимы и в случае неоднородных напряженных состояний.

В зависимости от степени деформирования материала слоев в доскладчатом состоянии, согласно линеаризованной теории устойчивости [5, 6], нужно различать различные постановки задач. В линеаризованной теории в основном различают три вида постановок: задачи для больших начальных (доскладчатых) деформаций; задачи для малых начальных (доскладчатых) деформаций при геометрически линейной теории упругости — это так называемый второй вариант теории малых начальных деформаций; задачи при малых начальных деформациях — первый вариант теории малых начальных деформаций. Эти задачи с различной степенью точности описывают рассматриваемый процесс. Накопленный опыт решения задач устойчивости в пределах линеаризованной теории показывает, что качественно результаты этих задач между собой согласуются. Отличия в них относятся к количественной стороне результатов.

В связи с этим вначале остановимся на исследовании складкообразования путем потери устойчивости состояния доскладчатого равновесия в рамках самой простой из вышеперечисленных задач — второго варианта теории малых начальных деформаций. Многие горные породы до разрушения выдерживают малые упругие и упругопластические деформации, что оправдывает состоятельность постановок задач устойчивости в пределах второго варианта теории малых начальных (доскладчатых) деформаций.

Для рассматриваемого варианта теории [5, 6]

$$w_{ijkl} = \delta_{ij} \delta_{kl} a_{ij} + (1 - \delta_{ij})(\delta_{ik} \delta_{jl} + \delta_{il} \delta_{jk}) \mu_{ij} + \delta_{ij} \sigma_{ij}^0, \quad (2)$$

где δ_{ij} — символы Кронекера; σ_{ij}^0 — нормальные компоненты тензора напряжений в начальном состоянии; a_{ij} , μ_{ij} — константы, характеризующие механические свойства материала; их вид конкретизируется с заданием конкретной структуры упругого потенциала. Формула (2) относится как к изотропным, так и к анизотропным материалам при малых упругих и упругопластических деформациях.

Задачи устойчивости в пределах проблемы складкообразования могут быть исследованы с использованием континуального подхода или кусочно-однородной модели среды. Континуальный подход основывается на замене многослойной

среды на среду с приведенными механическими характеристиками. Для среды с приведенными характеристиками используются соотношения (2) со своими a_p , и μ_p . В пределах кусочно-однородной модели среды каждый слой описывается соотношением (2) со своими a_p , μ_p , а на границе между слоями задаются условия сцепления.

По постановке и методам исследования необходимо различать задачи устойчивости для рассматриваемых объектов в зависимости от характера взаимодействия с ограничивающей их средой (ограничивающие среды также описываются соотношениями типа (2), но со своими a_p и μ_p). Это означает, что существенное отличие в задачах устойчивости вносят граничные условия. Так, например, если рассмотреть задачи устойчивости для полосы, зажатой между жесткими слоями, то граничные условия на поверхностях контакта должны задаваться относительно «мертвых» нагрузок. Возможны и другие комбинации граничных условий, например: на «горизонтальных» поверхностях слоя заданы граничные условия для «следящих» нагрузок; на одной из горизонтальных поверхностей заданы граничные условия для «мертвых» нагрузок, а на остальных — «следящих». Этот перечень может быть продолжен.

В зависимости от видов граничных условий на «горизонтальных» поверхностях рассматриваемых объектов реализуются различные виды (изгибные, шейкообразные, общие) потери устойчивости, что приводит к складкообразованию с различной формой складчатости.

Таким образом, в рассматриваемой постановке предполагается, что в структуре земной коры имеется слой (или несколько слоев), ответственный за потерю устойчивости. Согласно [9], назовем этот слой компетентным. Другие слои называются некомпетентными, и их вклад в деформируемую систему учитывается в виде действия нормальных нагрузок на поверхностях, ограничивающих слой снизу и сверху. Величины этих усилий определяются мощностью слоя и его механическими свойствами. В общем виде граничные условия на «горизонтальных» поверхностях компетентного слоя (слоев) для этих нагрузок можно представить в виде [5, 6]

$$N_i \omega_{i\alpha\beta} \frac{\partial U_\alpha}{\partial x_\beta} = P_j, \quad i = 1, 2, 3 \quad (3)$$

где N_i — составляющие орта нормали боковой поверхности рассматриваемого слоя; P_j — составляющие вектора внешних следящих нагрузок, которые в пределах второго варианта теории малых начальных (доскладчатых) деформаций определяются следующим образом [5, 6]:

$$P_j = P' (N_j V_{a,\alpha} - N_\alpha V_{a,j}), \quad i = 1, 2, 3 \quad (4)$$

В (4) запятая в нижних индексах указывает на частное дифференцирование по следующим координатам: P' — интенсивность «следящей» нагрузки, отнесенной к единице площади недеформированного состояния. В случае «мертвых» нагрузок $P' = 0$.

Для того чтобы задачи устойчивости были замкнутыми, должны задаваться граничные условия и на боковых (торцевых, по терминологии [5, 6]) поверхностях рассматриваемого слоя (слоев). Для определенности в теории устойчивости обычно используются либо условия шарнирного опирания, либо условия жесткого закрепления. Оба условия позволяют использовать статический метод исследований в линеаризированной теории. Задачи устойчивости принципиально решаются при обоих граничных условиях на боковых поверхностях. Изменяется лишь вид решения, а именно — характеристик формы потери устойчивости (складкообразования).

Следует иметь в виду, что складкообразование в виде потери устойчивости может происходить как при наличии, так и в случае первоначального отсутствия горизонтальных сжимающих нагрузок на боковых поверхностях рассматриваемого

слоя (слоев). Результаты [5] показывают, что такая ситуация имеет место в случае, когда толщину слоя соприкасаются с абсолютно жесткими стенками, а на боковых поверхностях по нормали действует равномерно распределенная «мертвая» нагрузка.

Отметим, что разделение действующих в деформируемых системах реальных нагрузок на «следящие» и «мертвые» условное. Но такой прием имеет существенное значение для применения математического моделирования и построения решений соответствующих задач. В практике, тем более в толще земной коры, вряд ли есть случай, когда имеют место чисто «следящая» либо «мертвая» нагрузки. Однако возможны ситуации, когда определенные виды моделирования более или менее обоснованы. Поэтому исследования потери устойчивости при различных вариантах модели действия внешних нагрузок представляют интерес. Особенно важным является исследование устойчивости при наличии в системе комбинированных воздействий «следящих» и «мертвых» нагрузок, поскольку наряду только с воздействием «мертвых» нагрузок и этот случай представляется энергетически опасным [6, 10—12]. В случае контакта компетентного [9] слоя с более жестким слоем давление последнего приближенно можно моделировать в виде «мертвой» нагрузки. «Мертвая» нагрузка может также быть связана с нерегулярностью контакта между слоями и пространственной неоднородностью вмещающих сред. Здесь под жесткостью принимается ее конструктивное определение, а не только свойства механического характера, т. е. жесткость

$$D = \frac{Eh^3}{12(1 - \nu^2)},$$

где ν — коэффициент Пуассона; E — модуль упругости среды; h — геометрический параметр, в рассматриваемом случае — толщина слоя. При этом жесткость более высокого уровня может быть достигнута за счет геометрии (мощности соседнего контактирующего слоя).

Потеря устойчивости в результате действия реактивных сил, возможно, является исключительным случаем для практики, но в модели этот случай существует и хотя бы для полноты теории должен быть отмечен. В общем случае в результирующей горизонтальной нагрузке наличие реактивных усилий должно учитываться.

Горизонтальные нагрузки на боковых поверхностях возникают под действием веса вышележащих слоев, пространственной плотностной неоднородности (в том числе адвекции), аномальных поровых и пластовых давлений, других «внешних» и «внутренних» факторов.

При наличии на боковых поверхностях слоя горизонтальных сжимающих нагрузок потеря устойчивости происходит как при шарнирном опирании, так и при жестком закреплении. В случае отсутствия на боковых поверхностях горизонтальных сжимающих нагрузок потеря устойчивости происходит при жестком закреплении под действием вертикальных нагрузок, действующих на горизонтальных поверхностях.

В частности, в пределах плоской деформации условия шарнирного опирания (в интегральном смысле) и жесткого закрепления при $x_1=0$, l для полосы длиной l и шириной $2h_0 \leq x_1 \leq l$; $-h \leq x_2 \leq +h$ соответственно представляется в таком виде:

$$U_2 = 0; Q_{11} = \omega_{1111} \frac{\partial U_1}{\partial x_1} + \omega_{1122} \frac{\partial U_2}{\partial x_2} = 0; \quad (5)$$

$$U_1 = 0; Q_{12} = \omega_{2211} \frac{\partial U_1}{\partial x_1} + \omega_{2222} \frac{\partial U_2}{\partial x_2} = 0. \quad (6)$$

В случае плоской деформации для возмущения $U_i (i = 1, 2)$ имеется соотношение [5, 6]:

$$U_1 = (\omega_{1221} \frac{\partial^2}{\partial x_1^2} + \omega_{2222} \frac{\partial^2}{\partial x_2^2}) \varphi; U_2 = -(\omega_{2211} + \omega_{1212}) \frac{\partial^2 \varphi}{\partial x_1 \partial x_2}. \quad (7)$$

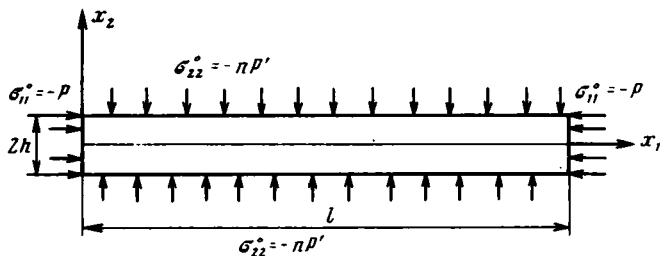


Рис. 1. Схема задачи устойчивости для полосы

С учетом соотношений (3), (4) и (7) граничные условия на горизонтальных поверхностях полосы $x_2 = \pm h$ представим в следующем виде: на поверхности, где действуют «следящие» нагрузки,

$$\left(a_1 \frac{\partial^2}{\partial x_1^2} + a_2 \frac{\partial^2}{\partial x_2^2}\right) \frac{\partial \varphi}{\partial x_2} = 0; \quad \left(a_3 \frac{\partial^2}{\partial x_1^2} - a_4 \frac{\partial^2}{\partial x_2^2}\right) \frac{\partial \varphi}{\partial x_1} = 0; \quad (8)$$

на поверхности, действуют «мертвые» нагрузки,

$$\left(b_1 \frac{\partial^2}{\partial x_1^2} + a_2 \frac{\partial^2}{\partial x_2^2}\right) \frac{\partial \varphi}{\partial x_2} = 0; \quad \left(b_3 \frac{\partial^2}{\partial x_1^2} - b_4 \frac{\partial^2}{\partial x_2^2}\right) \frac{\partial \varphi}{\partial x_1} = 0. \quad (9)$$

В (8) и (9) приняты такие обозначения:

$$\begin{aligned} a_1(P') &= \omega_{2112} \omega_{1221} - \omega_{2121} (\omega_{2211} + \omega_{1212}) - P' \omega_{2211} + \omega_{1212}; \\ a_2 &= \omega_{2112} \omega_{2222}; \quad a_3(P') = \omega_{1221} (\omega_{2211} - P'); \\ a_4(P') &= \omega_{2222} (\omega_{1212} + P'); \quad b_i = a_i(0); \quad i = 1, 3, 4. \end{aligned} \quad (10)$$

Формулы (1)–(10) достаточны для того, чтобы решать задачи устойчивости для слоя (слоев).

Из вышеизложенного следует, что возможны разнообразные по структуре искривлений формы складкообразования, возникающие путем устойчивости до складчатого состояния в пределах эволюционного механизма. Это разнообразие диктуется разнообразием в силовых, механических и геометрических параметрах и различными комбинациями граничных условий на боковых и горизонтальных поверхностях.

В целях демонстрации возможностей предложенного подхода исследуем модельную задачу. Рассмотрим в пределах плоской деформации устойчивость шарнирно-опертой полосы (слоя) (рис. 1). Граничные условия для этого случая имеют вид (5).

Предполагаем, что на боковых поверхностях $x_1 = 0, l$ действует сжимающее напряжение $\sigma_{11}^0 = -P$; на горизонтальной поверхности $x_2 = h$ действует «следящая» нагрузка с интенсивностью P' ; соответствующие граничные условия имеют вид (8), а на поверхности $x_2 = -h$ действует «мертвая» нагрузка с интенсивностью P' . При этом граничные условия имеют вид (9). Решения уравнения (1) в зависимости от характера корней характеристического уравнения представляются в двух различных формах (об этом подробно написано в приложении). В обоих случаях для определения величин критических сил потери устойчивости приходим к трансцендентному уравнению

$$\det | \alpha_{ij}^{(e)} | = 0; \quad i, j = 1, 4; \quad \kappa = m \frac{\pi b}{l}, \quad (11)$$

где α_{ij} — для каждого случая известные функции; m — число полуволн потери устойчивости; κ — параметр волнообразования.

Минимальный по параметру κ положительный корень уравнения (11) определяет величину параметра нагрузки, приводящей к общей форме потери устойчивости.

ОБСУЖДЕНИЕ И ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ВЫВОДЫ

В общем случае уравнение (11) решается численно. Значение κ , которому соответствует минимальный положительный корень уравнения (11), при заданных h и l позволяет определять число полуволн складчатости m .

В случае тонкостенной полосы (слоя), т. е. при $\kappa \rightarrow 0$, удастся получить асимптотическое решение уравнения (11). Из теории устойчивости известно [6], что в данном случае должна происходить потеря устойчивости по первой форме, т. е. при $m=1$.

Принимая ограничения

$$\kappa_1 = \kappa \mid_{m=1} = \pi \frac{h}{l} \ll 1 \quad (12)$$

для линейного ортотропного тела, из (11) в первом приближении находим

$$P_{кр} = F P_{эл}, \quad P_{эл} = \frac{\kappa_1^2}{3} \frac{A_{11}A_{22} - A_{12}^2}{A_{11}A_{22}}, \quad (13)$$

где введено обозначение

$$F = \frac{1}{1 + k - 2kn}. \quad (14)$$

Здесь $A_{i\beta}$ — упругие характеристики ортотропного материала; $P_{эл}$ — эйлера критическая нагрузка, которая соответствует изгибной форме потери устойчивости тонкостенной полосы при одноосном сжатии по боковым поверхностям; параметр k характеризует отношение сил, действующих в горизонтальном и вертикальном направлениях, т. е. $k = \frac{\sigma_{22}}{\sigma_{11}}$.

Для случая задания на поверхностях ($x_2 = \pm h$) «мертвых» нагрузок в (14) необходимо положить $n=0$. Соответствующую величину критических нагрузок обозначим через $P_{кр}^0$. Для «следающих» нагрузок $n=1$ и $P_{кр}^1$.

Параметр F характеризует влияние вида поверхностных нагрузок (в отношении внешних сил, действующих в горизонтальном и вертикальном направлениях) на величину критической силы потери устойчивости. Из формулы (14) видно, что влияние «мертвых» и «следающих» нагрузок качественно отличается. Так, с ростом величины «мертвых» поверхностных нагрузок критическая нагрузка потери устойчивости уменьшается, а с ростом величины «следающих» поверхностных нагрузок, наоборот, эта нагрузка растет. Случай $k=1$ соответствует всестороннему сжатию. Этот случай в теории устойчивости исследован подробно [5], и наши результаты для данного случая совпадают, т. е. при «мертвых» нагрузках $P_{кр} \approx \frac{1}{2} P_{эл}$, а при «следающих» нагрузках потери устойчивости не происходит ($P_{кр} \rightarrow \infty$).

Для изотропных материалов $P_{эл}$ из (13) принимает вид

$$P_{эл} = \frac{1}{3} \kappa_1^2 \frac{E}{1 - \nu^2}. \quad (15)$$

В случае одноосного сжатия ($k=0$) применение формул (13), (15) не вызывает никаких сомнений. При $k \neq 0$ величины $P_{кр}^0$ и $P_{кр}^1$ могут быть достаточно высокими, т. е. в слое может начаться процесс разрушения раньше, чем величина силы

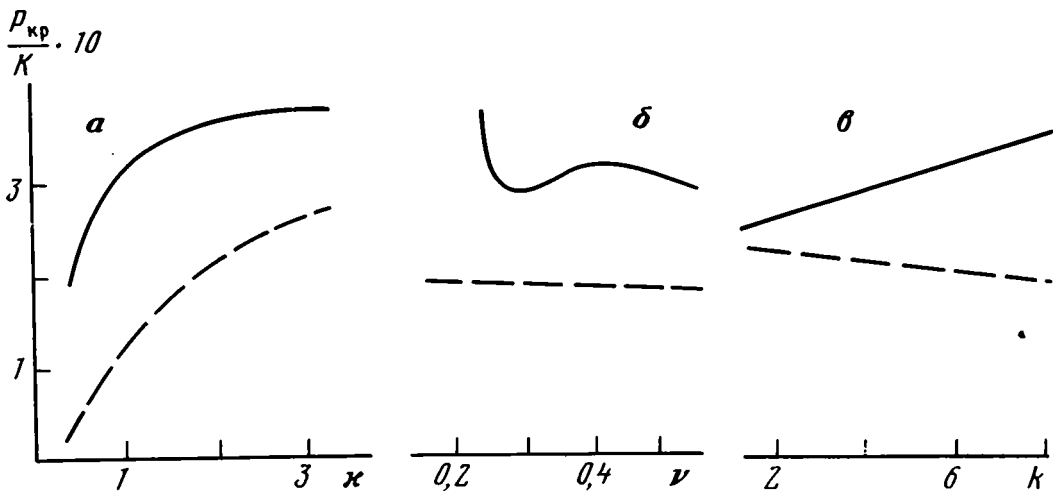


Рис. 2. Зависимость величины $\frac{P_{кр}}{E} \cdot 10$ от параметров, и κ , ν и k

достигает значений, соответствующих потере устойчивости. Здесь рассматриваются случаи, когда потеря устойчивости реализуется до начала процесса разрушения.

Рассмотрим конкретный пример слоя: $l = 200$ км; $h = 2$ км; $\nu = 0,3$; $E = 0,3 \cdot 10^{11}$ Па; $k = 0,8$. В этом случае $\kappa_1 \approx 0,001$; $P_{сл} \approx 0,11 \cdot 10^8$ Па; $P_{кр}^м \approx 6 \cdot 10^6$ Па; $P_{кр}^с \approx 5,5 \cdot 10^7$ Па.

На данном примере выясним, при каких ситуациях может реализоваться складчатость с одной искривленной формой путем потери устойчивости. Представим, что плотности пород, окружающих боковые поверхности исследуемого слоя по вертикали, приближенно постоянны и равны $\rho = 2350$ кг/м³. Тогда под действием силы тяжести согласно закону Паскаля (для простоты в данном примере коэффициент бокового отпора принят равным единице) на боковые поверхности исследуемого слоя будут действовать усилия $P = \rho h_1$. Здесь h_1 — расстояние от дневной поверхности до верхней горизонтальной поверхности слоя. Из вышеприведенного получаем, что, когда на обеих горизонтальных поверхностях деформируемого слоя действуют «мертвые» нагрузки (т. е. сверху и снизу деформируемого слоя расположены более жесткие слои), $h_1 \approx 255$ м, а когда на обеих горизонтальных поверхностях слоя действуют следящие нагрузки (т. е. сверху и снизу деформируемого слоя расположены более мягкие слои), $h_1 \approx 2340$ м. Причем средняя плотность вышележащей среды по длине слоя равна $\rho = 1880$ кг/м³. Эта величина вычислена из соотношения $\sigma_{22} = k\sigma_1$. Аналогично интерпретируются результаты и для других значений параметров k , ν и ρ .

Здесь мы дали характеристику полученным результатам в случае, когда заданы геометрические размеры слоя и механические свойства окружающей среды, что позволило определить глубину и величину силы складкообразования. Можно дать и другую интерпретацию полученным результатам. Например, считая известными глубину складкообразования и размеры слоя, определить плотностные характеристики окружающей среды и величину горизонтальной силы, приводящей к складкообразованию.

Точное решение строится путем численного исследования уравнения (11). Трансцендентное уравнение (11) решено на ЭВМ стандартным образом для произвольного κ .

На рис. 2 приведены некоторые численные результаты, полученные из уравнения (11). Сплошными линиями показаны результаты расчета отношения $P_{кр}/E$ в случае, когда на обеих горизонтальных поверхностях слоя действуют «следящие» нагрузки, а пунктирными линиями — «мертвые» нагрузки. Результаты рис. 2, а

получены при $\nu = 0,27$, $k = 0,3$; рис. 2, б — при $\kappa = 1,7$, $k = 0,8$; рис. 2, в — при $\nu = 0,27$, $\kappa = 1,7$.

Как видно из рис. 2, учет влияния окружающей среды в виде внешних усилий различной структуры («мертвых» или «следящих») на горизонтальных поверхностях складкообразующего слоя может привести к качественно и количественно отличающимся результатам. В частности, из рис. 2, в видно, что при увеличении интенсивности внешних «следящих» нагрузок на горизонтальных поверхностях величина критической силы складкообразования увеличивается, а в случае «мертвых» нагрузок — уменьшается. В связи с этим необходимо проявлять осторожность при постановке задач складкообразования для конкретных ситуаций и анализе окончательных результатов.

Таким образом, можно сделать следующие общие выводы.

1. Сформулировано положение о необходимости выделения эволюционного и неэволюционного механизмов складкообразования, мелкомасштабных и крупномасштабных форм складчатости.

2. В пределах эволюционного механизма на базе трехмерной линеаризованной (неклассической) теории устойчивости разработаны основы одной из математических моделей процесса складкообразования.

3. Предложенный подход и метод исследования задач в рамках разработанной модели продемонстрированы на конкретном примере.

Приложение

Решения уравнения (1) в зависимости от удовлетворения условий $\eta_2^2 = \eta_3^2$ и $\eta_2^2 \neq \eta_3^2$ представляются [5, 6] в двух различных формах. Здесь

$$\eta_{2,3}^2 = c \pm (c^2 - \omega_{1111}\omega_{1221}\omega_{2222}^{-1}\omega_{2112})^{1/2}; 2c\omega_{2222}\omega_{2112} = \omega_{1111}\omega_{2222} + \omega_{2112} - (\omega_{1122} + \omega_{2121})(\omega_{2211} + \omega_{1212}).$$

В случае $\eta_2^2 \neq \eta_3^2$ (так называемых неравных корней) с учетом выражения (7) решения уравнения (1), характеризующие общие формы потери устойчивости и удовлетворяющие граничным условиям (5), представим так

$$\varphi = (A_1 c \operatorname{ch} \beta \eta_2 x_2 + A_2 \operatorname{ch} \beta \eta_3 x_2 + A_3 \operatorname{sh} \beta \eta_2 x_2 + A_4 \operatorname{sh} \beta \eta_3 x_2) \cos \beta x_1; \quad \beta = m \frac{\pi}{l}. \quad (16)$$

При $\eta_2 = \eta_3$ имеем:

$$\varphi = [(B_1 + x_2 B_4) \operatorname{ch} \beta \eta_2 x_2 + (B_3 + x_2 B_2) \operatorname{sh} \beta \eta_2 x_2] \times \cos \beta x_1. \quad (17)$$

Если на горизонтальные поверхности $x_2 = \pm h$ действуют усилия с одинаковой структурой («следящие» или «мертвые»), то происходят симметричные изгибные формы потери устойчивости или потери устойчивости с шейкообразованием. При изгибной форме в формулах (16) и (17) соответственно $A_1 = A_2 = 0$; $B_1 = B_2 = 0$, а при шейкообразовании $A_3 = A_4 = 0$; $B_3 = B_4 = 0$.

Подставляя решения (7) при (16) или (17) в граничные условия при $x_2 = \pm h$, получаем трансцендентное характеристическое уравнение (11), где при $\eta_2^2 = \eta_3^2$; $\det |a_{ij}| = 0$ $i, j = \overline{1,4}$

$$\begin{aligned} \alpha_{11}(\eta_2) &= \eta_2 (\eta_2^2 a_2 - a_1) \operatorname{sh} \kappa \eta_2; \quad \alpha_{12} \equiv \alpha_{11}(\eta_3); \\ \alpha_{21}(\eta_2) &= \eta_2 (\eta_2^2 a_2 - a_1) \operatorname{ch} \kappa \eta_2; \quad \alpha_{14} \equiv \alpha_{13}(\eta_3); \\ \alpha_{21}(\eta_2) &= (\eta_2^2 a_4 + a_3) \operatorname{ch} \kappa \eta_2; \quad \alpha_{22} \equiv \alpha_{21}(\eta_3); \\ \alpha_{23}(\eta_2) &= (\eta_2^2 a_4 + a_3) \operatorname{sh} \kappa \eta_2; \quad \alpha_{24} \equiv \alpha_{23}(\eta_3); \\ \alpha_{31}(\eta_2) &= -\eta_2 (\eta_2^2 a_2 - b_1) \operatorname{sh} \kappa \eta_2; \\ \alpha_{32} &\equiv \alpha_{31}(\eta_3); \quad \alpha_{33}(\eta_2) = \eta_2 (\eta_2^2 a_2 - b_1) \operatorname{ch} \kappa \eta_2; \\ \alpha_{34} &\equiv \alpha_{33}(\eta_3); \quad \alpha_{41}(\eta_2) = (\eta_2^2 b_4 + b_3) \operatorname{ch} \kappa \eta_2; \\ \alpha_{42} &\equiv \alpha_{41}(\eta_3); \quad \alpha_{43}(\eta_2) = -(\eta_2^2 b_4 + b_3) \operatorname{sh} \kappa \eta_2; \\ \alpha_{44} &\equiv \alpha_{43}(\eta_3); \quad \kappa = \beta h. \end{aligned} \quad (18)$$

Аналогично можно написать формулы для определения величин a_{ij} при $\eta_2 = \eta_3$.

В случае изгибной формы потери устойчивости уравнению (11) придадим форму

$$\delta = 0; \quad \delta = a_2 a_4 \left[(\eta_2^2 \eta_3^2 - \frac{a_1 a_3}{a_2 a_4}) (\eta_2 \operatorname{ch} \kappa_2 \operatorname{sh} \kappa \eta_3 - \eta_3 \operatorname{ch} \kappa \eta_3 \operatorname{sh} \kappa \eta_2) + \right.$$

$$+ \frac{a_3}{a_4} (\eta_2^3 \text{ch } \kappa \eta_2 \text{ sh } \eta_3 - \eta_3 \text{ ch } \kappa \eta_3 \text{ sh } \kappa \eta_2) - \frac{a_1}{a_2} (\eta_3 \text{ ch } \kappa \eta_2 \text{ sh } \kappa \eta_3 - \eta_2 \text{ ch } \kappa \eta_3 \text{ sh } \kappa \eta_2) \quad (19)$$

При выводе асимптотических формул для гиперболических функций использованы их приближенные выражения:

$$\begin{aligned} \text{sh}(\kappa, \eta_j) &= (\kappa, \eta_j) + \frac{1}{6} (\kappa, \eta_j)^3 + \frac{1}{120} (\kappa, \eta_j)^5 + \dots \\ \text{ch}(\kappa, \eta_j) &= 1 + \frac{1}{2} (\kappa, \eta_j)^2 + \frac{1}{24} (\kappa, \eta_j)^4 + \dots, \quad j = 1, 2. \end{aligned} \quad (20)$$

Структура упругого потенциала для линейного ортотропного тела определяется по формулам [6]:

$$\begin{aligned} \omega_{1111} &= A_{11} + \sigma_{11}^0; \quad \omega_{2222} = A_{22} + \sigma_{22}^0; \quad \omega_{2211} = A_{12}; \quad \omega_{1122} = A_{21}; \\ \omega_{1212} &= \mu_{12}; \quad \omega_{2121} = \mu_{21}; \quad \omega_{1221} = \mu_{21} + \sigma_{11}^0; \quad \omega_{2112} = \mu_{12} + \sigma_{22}^0; \\ A_{1\beta} &= A_{\beta 1}, \quad \mu_{1j} = \mu_{j1} = G_{1j}. \end{aligned} \quad (21)$$

Подставляя выражения (20) и (21) в уравнение (19) и разлагая его решение в ряд по малому параметру κ_1 , в первом приближении находим формулу (13).

Величина силы, соответствующей началу процесса разрушения, для линейного изотропного материала, согласно линеаризованной теории [12], определяется по формуле

$$P_* = \mu = \frac{E}{2(1+\nu)}. \quad (22)$$

Следовательно, при $k \neq 0$ применение формул для $P_{кр}^m$ и $P_{кр}^n$ справедливо, если выполняются условия

$$|P_{кр}^m| \leq |P_*|; \quad |P_{кр}^n| \leq |P_*|.$$

Отсюда на основании (13), (14), (15) и (22) следует, что при

$$\begin{aligned} \kappa &= \pi \frac{h}{l} < H; \quad H = \left[\frac{3}{2} (1-\nu)(1+k) \right]^{\frac{1}{2}}, \\ \kappa_1 &= \pi \frac{h}{l} < H'; \quad H' = \left[\frac{3}{2} (1-\nu)(1-k) \right]^{\frac{1}{2}} \end{aligned}$$

применение формул для $P_{кр}^m$ и $P_{кр}^n$ обосновано, т. е. процесс потери устойчивости (складкообразования) происходит без разрушения.

Список литературы

1. Белоусов В. В. Геотектоника. М.: Изд-во МГУ, 1976. 334 с.
2. Буряковский Л. А., Джеваншир Р. Д. Модель распределения плотности в молодых осадочных бассейнах и прогнозирование свойств и строения океанической литосферы // Проблемы геофизики океанского дна // М.: Ин-т океанологии им. П. П. Ширшова АН СССР, 1987. С. 9—10.
3. Гончаров М. А. Инверсия плотности в земной коре и складкообразование. М.: Наука, 1986. 246 с.
4. Григорьянц Б. В. Структурные соотношения мезозойских и кайнозойских отложений и возможные условия проявления инверсии на Юго-Восточном Кавказе // Геотектоника. 1982. № 4. С. 42—53.
5. Гузь А. Н. Устойчивость упругих тел при всестороннем сжатии. Киев: Наукова думка, 1979. 144 с.
6. Гузь А. Н. Основы трехмерной теории устойчивости деформируемых тел. Киев: Вища шк., 1986. 511 с.
7. Гузь А. Н., Чехов В. Н. Линеаризованная теория складкообразования в толще земной коры // Прикладная механика. 1985. № 7. С. 18—27.
8. Джеваншир Р. Д. О роли аномально высокого порового давления в процессах автономного складкообразования. Баку: Ин-т проблем глубинных нефтегазовых месторождений АН СССР, 1986. 19 с.— Деп. в ВИНТИ 01.12.86. № 8157-В86.
9. Ержанов Ж. С., Егоров А. К., Гарагаш И. А., Иокхабаев А., Коксалов К. Теория складкообразования в земной коре. М.: Наука, 1975. 240 с.
10. Кулиев Г. Г. Об устойчивости несжимаемых тел при равномерном боковом давлении одновременно «следающими» и «мертвыми» нагрузками // Известия АН АзССР. Сер. физ.-мат. наук. 1983. № 6. С. 31—35.
11. Кулиев Г. Г. Устойчивость несжимаемых тел при всестороннем сжатии одновременно «следающими» и «мертвыми» нагрузками // Прикладная механика. 1984. № 12. С. 23—27.

12. Кулиев Г. Г. К теории устойчивости сжимаемых тел при равномерном боковом давлении//Докл. АН АзАССР. 1985. № 8. С. 16—19.
13. Кулиев Г. Г. О линеаризированной механике разрушения. Препринт № 198. Баку: Ин-т физики АН АзАССР, 1986. 47 с.
14. Кулиев Г. Г., Буряковский Л. А., Джаваншир Р. Д., Абасов М. Т. Об одном общем механизме формирования складчатости//Докл. АН СССР. 1989. Т. 305. № 4. С. 926—929.
15. Хашин В. Е. Общая геотектоника. М.: Недра, 1973. 511 с.
16. Хашин В. Е. О главных факторах складкообразования (в связи со статьей Ф. Л. Яковлева)//Геотектоника. 1987. № 4. С. 123—125.
17. Яковлев Ф. Л. Исследование кинематики линейной складчатости (на примере Юго-Восточного Кавказа)//Геотектоника. 1987. № 4. С. 31—48.
18. Яковлев Ф. Л. К вопросу о факторах складкообразования//Геотектоника. 1987. № 4. С. 124—125.

Институт проблем глубинных
нефтегазовых месторождений
АН Азерб. ССР, Баку, 370143

Поступила в редакцию
14.II.1989

ДИСКУССИИ

СОКОЛОВ С. Д.

О КРИТИКЕ ПАЛИНСПАСТИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЙ И АККРЕЦИОННЫХ МОДЕЛЕЙ СЕВЕРО-ВОСТОКА РОССИИ

За последние три года в журналах «Бюллетень МОИП», «Геотектоника», «Известия вузов» и др. возродился забытый жанр научных дискуссий. Большинство статей [1, 3—6] посвящено критике неомобилизма. В качестве предмета критики выбраны глобальные палинспастические реконструкции, выполненные разными авторскими коллективами при ведущем участии Л. П. Зоненшайна, а также региональные аккреционные модели. Среди последних тщательному разбору подверглись мобилистские модели Северо-Востока СССР. Всех авторов критических статей объединяет неприятие тектоники плит и возможности значительных горизонтальных перемещений как относительных, так и абсолютных.

Несмотря на все уверения авторов, критика ведется явно с фиксистских позиций. Дело в том, что по своей сути мобилизм не может накладывать какие-либо ограничения на масштабы латерального движения масс. Рассуждения о приверженности умеренному мобилизму и осуждение так называемого ультрамобилизма — это или наивность, или самообман. Подобная постановка вопроса в действительности уже свидетельствует о том, что на самом деле грань проходит между мобилистским и фиксистским мировоззрениями. Вынужден также констатировать, что стиль критических замечаний иногда излишне резкий. Звучат обвинения в догматизме, монополизме, космополитизме, «вседозволенности теории», «распаде геологического сознания» и т. д.

В статье В. Е. Хаина [15], с основными положениями которой я согласен, дан обстоятельный ответ относительно достоверности палинспастических реконструкций, надежности палеомагнитных данных, значении и роли тектоники плит и т. д. Вместе с тем считаю необходимым сделать ряд дополнений.

Странной выглядит попытка представить палинспастические реконструкции как антинаучные [6, стр. 135] на том основании, что геология — это наука о геологических структурах и их развитии, чего, по мнению критиков, нет в анализируемых реконструкциях. Здесь мне видится явное недоумение, поскольку в тектонике плит основными структурами являются литосферные плиты. Именно с этих позиций Л. П. Зоненшайн с соавторами рассматривает всю геологическую историю. С подходом этих исследователей можно не соглашаться, но невозможно не признать логичности построений.

Во многих публикациях говорится о неисторичности палинспастических реконструкций. Основанием для этого служат: отсутствие привязки карт-схем к геохронологической шкале, путаница в стратиграфических привязках палеомагнитных данных, статичность моделей, униформизм тектоники плит. Относительно первого довода должен заметить, что, конечно, ошибки в стратиграфической привязке палеомагнитных данных недопустимы, и критики в этом отношении правы. Снижается доверительность построений, но это не означает их неисторичности. Имеющиеся геохронологические шкалы в некоторых стратиграфических интервалах сильно отличаются друг от друга, однако и при самых несовершенных, первых геохронологических шкалах геология оставалась исторической наукой. Даже во времена лорда Кельвина, когда возраст Земли оценивался в 20—40 млн. лет. Так что пробелы в геологической летописи не делают построения неисторическими. Постулат о статичности моделей тектоники плит и палинспастических реконструкций несостоятелен. Достаточно сравнить карты-схемы разных временных интервалов, чтобы убедиться в этом. Динамика реконструкций основана на изменениях траекторий перемещения плит, восстанавливаемых кинематическим и палеомагнитным методами. Третий, самый главный довод об униформизме тектоники плит, действительно, справедлив. Тем не менее необходимо сделать некоторые разъяснения. Основоложник современной геологии Ч. Лайель, обосновав принципы единообразия, постепенности и ненаправленности, создал учение, которое получило название униформизма. Однако он никогда не отрицал возможность изменений и не был противником развития мира и историзма в геологии. Более того, именно в униформизме заложено понимание настоящего как ключа к познанию геологического прошлого (метод актуализма). Без униформизма и актуализма трудно представить становление геологии как науки. Сознание геолога пропитано униформизмом и полный отказ от него может привести к отрицанию возможности познания. Вместе с тем природа слишком многообразна, чтобы свести все изменения к униформизму и градуализму.

На наш взгляд, классические модели тектоники плит не универсальны [8] и нуждаются в существенных коррективах. Будущее за теми построениями, которые учтут эволюционное и необ-

ратимое развитие природы. В связи с этим надо признать, что сейчас ни одна современная геотектоническая концепция не способна ввести в модели фактор времени. В лучшем случае они «инертны» к принципу униформизма и поэтому оставляют возможность обнаружить закон временных изменений. «Коэффициент времени» — величина еще непознанная в геологии и ее предстоит открыть.

Нельзя согласиться с тем, что «геологическое картирование — венец историко-геологического изучения любого региона» [5, стр. 140]. Венцом, по моему мнению, является создание тектонической модели, которая включает в себя понимание структуры и истории развития, а геологическое картирование — наиболее надежный путь познания особенностей геологического строения, основа регионального изучения, но не его завершение.

Соглашаясь с тем, что нельзя навязывать геолог-съемщику «примитивные умозрительные модели» [5, стр. 140], остается добавить, что геологически и теоретически грамотный полевик должен не только знать современные концепции, но и уметь оперировать основными положениями и мыслить в рамках этих концепций. Особенно это касается универсальных и общепризнанных гипотез, к которым, безусловно, относится тектоника плит. Если в науке фактор количества сторонников не определяет достоверность той или иной гипотезы, то в постановке практических работ он крайне важен. Тем более, что с признанием тектоники плит изменился и геологический язык. Желание работать и писать в другой парадигме создает опасность быть непонятым коллегами.

Общие критические замечания [3—6] сводятся и к тому, что отдельные палинспастические реконструкции плохо согласуются между собой и находятся в противоречии с историко-геологическими данными. Наши знания весьма несовершенны, поэтому многие действительно оригинальные авторские палинспастические реконструкции отличаются друг от друга. К сожалению, это ахиллесова пята геологической науки в целом, поскольку основным принципом познания является актуализм и роль эксперимента практически сведена к нулю. В то же время для нас это единственный путь познания, и существование множества точек зрения способствует прогрессу. Точно так же обстоит дело и с геосинклинальной теорией, начиная от обилия трактовок термина геосинклиналь и кончая разнообразием региональных моделей, количество которых нередко зависело от числа авторов.

Нельзя согласиться с представлениями о том, что «корнями» геологии являются разрезы [5, стр. 142]. Во-первых, это ошибочный подход к пониманию объекта и предмета в геологии. Во-вторых, разрезы — это не реальные геологические тела, а умозрительная, в какой-то мере субъективная, модель объекта, приближение которой к реальности во многом зависит от степени изученности, добросовестности исследователя и прочих причин. Палинспастические реконструкции нельзя противопоставлять историко-геологическому анализу. Это один из современных методов этого анализа, который не мыслим без палеомагнитных данных.

Теперь мы перейдем ко второй части дискуссии — обсуждению региональных моделей, создание которых принято рассматривать как проверку теории практикой. В этом плане Северо-Восток СССР является одним из основных полигонов, на котором разрабатываются проблемы аккреционной тектоники и коллажа террейнов [7—13]. Критике этих представлений посвящены две статьи [1, 4].

Авторы первой публикации совершенно справедливо подвергли критике представления Л. П. Зоненшайна и др. относительно происхождения Омолонского массива. Выводы последних о первоначальном размещении Омолонского массива в тропических широтах, а также в юрско-меловом времени его вхождения в систему мезозойд являются серьезной ошибкой. И в этом вопросе авторы реконструкций, отказавшись от анализа палеонтологических и геологических материалов, действительно оказались в плену, вероятно, ненадежных палеомагнитных данных. Об этом уже много говорилось на разных совещаниях и нужно искать объяснения имеющемуся противоречию. Пока же приходится констатировать, что проблема пространственных и генетических связей Омолонского массива в Сибирском континентом остается нерешенной [13].

Авторов всех критических статей объединяет скептическое отношение к интерпретации находок тепловодной фауны. К призывам об осторожности и напоминаниям о многовариантности решений можно добавить, что в этом вопросе заключения и выводы должны делать специалисты. Поэтому позволим себе рассмотреть только с методической стороны пути выбора решений. В первую очередь важно убедиться, что в анализируемые интервалы времени существовала биполярная биогеографическая зональность. Затем должны быть проанализированы особенности пространственного размещения разных групп и типов фауны. На рисунке изображена принципиальная схема распределения фауны в пространстве и во времени. Фаунистические комплексы I и IV типов однозначно свидетельствуют о палеоширотах и их совместное нахождение в составе континентальных окраин может быть только результатом тектонических перемещений. При интерпретации комплексов II и III типов решение задачи усложняется, особенно в случае их нахождения в аккреционных структурах, где мы имеем дело с фрагментами разрезов. Без дополнительных, в том числе количественных, оценок нельзя столь уверенно судить о палеоширотах и, тем более, о причинах появления тетичских комплексов. В одних случаях это могли быть течения, а в других — наличие климатических оптимумов и минимумов и т. д. Вместе с тем уместно предостеречь и от излишнего упования на палеонтологический метод оценки амплитуды перемещений, который может быть бесполезен в случае тектонического совмещения чужеродных террейнов, принадлежащих одной биогеографической провинции.

Большая часть верхнепалеозойско-триасовых отложений мезозойд характеризуется фауной boreальной провинции. Разрезы переходного типа (II и III) на Северо-Востоке развиты крайне фрагментарно. Они установлены в виде разрозненных выходов на Чукотке, р. Большой Анной и на побережье Пенжинской губы. Обычно именно их имеют в виду противники дрейфа экзотических блоков. Действительно, появление в данных разрезах тетичских видов логичнее объяснить течениями или климатическими флуктуациями [10], а не горизонтальными перемещениями. Однако создается впечатление, что большая часть биогеографической провинции с переходными комплексами фауны

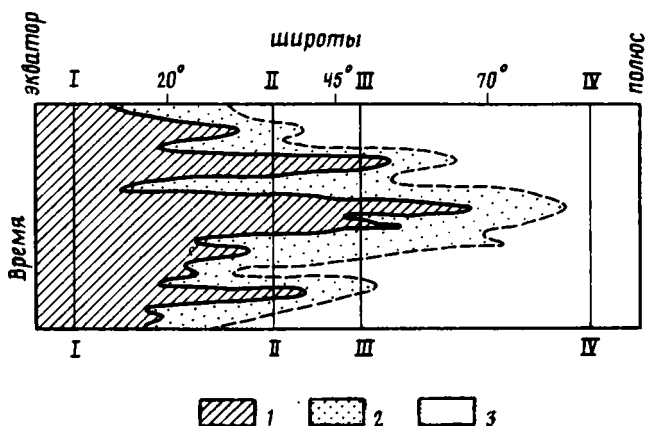
не сохранилась в современной структуре. Если это так, то с позиций тектоники плит подобное явление легко объяснить субдукцией.

В Корякском нагорье известен единственный случай смешения бореальных и тетических видов [18]. Апелляция Ю. А. Колысников [4] к этой находке не совсем корректна. Дело в том, что стратиграфические исследования вулканогенно-кремнистых толщ, выполненные Г. П. Тереховой и О. Г. Эпштейном, нуждаются в полном пересмотре. С началом изучения радиоларий и конодонтов выяснилось, что многие, в том числе стратотипические, разрезы палеозоя имеют триасовый или даже юрско-меловой возраст и сложное чешуйчатое строение [9, 10]. Для Корякского нагорья характерен именно фаунистический тип I (см. рисунок). Недостатка в заключениях специалистов о тетическом характере фауны вулканогенно-осадочных толщ верхнего палеозоя — мезозоя нет. Достаточно назвать работы А. Д. Миклухо-Маклая, А. С. Каширцева, Ю. Н. Попова, Д. Л. Степанова, Ю. М. Бычкова, Г. А. Мельниковой, А. С. Дагиса, Н. Ю. Брагина, В. С. Вишневской, Е. И. Качанова и др. К сожалению, достоверных палеомагнитных определений для этих отложений нет. Мы вынуждены ссылаться на соответствие палеонтологических и палеомагнитных результатов для подобных как по составу отложений, так и по характеру фауны территорий Северной Америки [10].

Неприемлемой кажется попытка объяснить особенности Вельмайской фауны [14] Чукотского полуострова спецификой офиолитового магматизма [1, 17]. Рассуждения В. Ф. Белого и А. Д. Чехова об «офиолитовых мутантах» являются более фантастичными, чем самые «смелые» реконструкции ультрамобилистов. Как тогда объяснить, что в других офиолитовых зонах мира органические остатки подчиняются обычным биологическим законам?

Рассуждения о Внутренних и Внешних океанических зонах (дугах) нельзя использовать при обсуждении проблемы дрейфа [1]. Во-первых, это исключительно описательные термины, основанные на современном размещении анализируемых комплексов. Они не несут в себе ни палеогеографического, ни палеотектонического смысла. Другое дело, когда В. П. Похиалайнен переходит к реконструкции эпиконтинентального моря Моури, используя традиционные понятия. Во-вторых, В. П. Похиалайнен выполнил анализ для альб-сеноманской фауны, а вмещающие ее отложения никем из исследователей не рассматривались в качестве «плавающих» территорий.

В публикации [1] в системе доказательств часто используется достаточно специфическая, понятная только авторам терминология: эфемериды, андезитовая геосинклиналь и др., что ставит в тупик



Принципиальная схема размещения фаунистических комплексов (по [2] с упрощениями)

Комплексы: 1 — тропические, 2 — субтропические, 3 — бореальные; I—IV — фаунистические типы

оппонентов. Утверждение о том, что аккреционные модели исключают эволюционные связи и структурно-формационную зональность [1, стр. 102] вызывает удивление. Именно изучение аккреционных структур позволяет восстанавливать реальные связи и первичные взаимоотношения, но они оказываются значительно сложнее, чем это представлялось раньше. Не все комплексы, находящиеся сейчас рядом друг с другом как в вертикальном, так и в горизонтальном направлениях, генетически связаны. Иначе говоря, пространственная совместимость не может служить критерием родства. Требуется всестороннее исследование объекта для того чтобы восстановить изначально существовавшие латеральные и временные ряды формаций и тектоническую зональность. Аккреционные модели выявляют в истории развития континентальных окраин периоды длительного эволюционного развития латерального ряда структур системы переходная зона континент — океан, которые прерываются кратковременными эпохами перестроек. Последние оказываются синхронными глобальным пере-

стройкам на континентах и в океанах [10], и именно в эти эпохи происходит аккреция континентальных окраин.

Главный довод В. Ф. Белого и В. П. Похиалайна [1] против субдукции состоит в том, что ею не был уничтожен «ни один из комплексов формаций и структур, формировавшихся перед фронтом Тайгонской дуги». Однако если использовать систему понятий тектоники плит, а не андезитовую геосинклиналь, то в первую очередь были уничтожены палеоокеанические комплексы Панталассы и Мезопацифика. Они сохранились только в виде небольших фрагментов, состав, структурное положение и пространственное размещение которых полностью согласуются с основными положениями аккреционной тектоники [11, 16].

Против субдукции возражает также Ю. А. Колясников [4], предлагая взамен механизм надвигания островной дуги на желоб. Собственно говоря, вероятность подобного рода гравитационных явлений нельзя исключать на определенных стадиях развития островных дуг, но объяснить ими все многообразие и своеобразие геологических явлений в островных дугах нереально. Наверное, поэтому сторонников такого подхода — единицы. Кивать на отсутствие единомышленников, безусловно, не лучший аргумент в научной дискуссии, ибо действительно новое выдвигают лишь единицы. Однако оценить и воспринять новую систему взглядов способны многие коллеги. Поэтому отсутствие сторонников в геологическом мире должно хотя бы заставить задуматься автора о достоверности своих построений. Если он считает себя правым, то необходимо приложить все усилия к тому, чтобы убедить современников поисками новых доказательств и совершенствованием системы построений.

В этой публикации [4] содержится конструктивная критика тектонической модели, разработанной А. П. Ставским с соавторами [12 и др.], включая справедливый упрек в нарушении научной этики и корректности ссылок. К сожалению, это болезнь многих публикаций, вирус которой особенно распространился начиная с 70-х годов. К ряду замечаний, сделанных Ю. А. Колясниковым, я бы добавил следующие. Нельзя рассматривать всю Майницкую зону как островную дугу. Чирнайская серия на большей части имеет окраинно-морскую природу, и собственно островодужные комплексы развиты локально. Деление чирнайской серии на тополевский и эльгеваямский комплексы, сравнительно-тектонический анализ которых лежит в основе геодинамической модели, требует самого серьезного стратиграфического обоснования. В противном случае может оказаться, что сопоставляются разновозрастные образования. Без детальных стратиграфических работ тектонические построения, особенно в районах со сложным чешуйчато-надвиговым строением, умозрительны. Излишне уверенно наклеиваются ярлыки. Так, например, Эльгеваямский меланж, на мой взгляд, нельзя рассматривать как олистострому. Какириты и другие структурные и минералогические особенности чирнайской серии сохраняются и к северо-западу от Ягельного меланжа, т. е. в тылу островной дуги, что противоречит интерпретации серии как предостроводужной. Трудно объяснить положение террейна горы Семиглавой (палеогайот, по мнению В. Б. Шмакина) с тетической фауной в тылу одновозрастной дуги. Перечень конкретных замечаний можно было бы продолжить, но это не является задачей статьи. Тем не менее должен сказать, что модель подкупает своей простотой и внутренней логичностью. Последнее обусловлено тем, что авторы используют теоретические разработки тектоники плит. Особенно следует выделить литологические и геохимические данные, которые могут быть использованы в рамках любой мобилистской концепции. Эта модель имеет право на жизнь, должна обсуждаться, критиковаться, а будущие исследования все расставят на свои места.

Подводя итог, необходимо отметить следующее. Авторы критических статей пытаются опровергнуть глобальные и региональные модели, построенные отдельными исследователями на теоретических разработках тектоники плит, коллажа террейнов, аккреционной тектоники. Вывод о несостоятельности моделей служит для критиков основанием для отрицания самой теории. При всей кажущейся стройности подобного заключения, оно, на мой взгляд, неверно по своей сути. Дело в том, что за исключением субдукции, не обсуждались другие фундаментальные понятия тектоники плит, поэтому говорить о несостоятельности самой теории нельзя. Нет серьезных опровергающих доказательств у участников данной дискуссии и в отношении самой субдукции, в спорах о которой уже сломано немало копий. Субдукция представляет собой механизм, объясняющий распределение и взаимодействие глубинных неоднородностей в зоне перехода океан — континент. Можно не принимать субдукцию, но надо признать, что на сегодняшний день это наиболее разработанная модель, достойной альтернативы которой еще никто не предложил.

Тектоника плит открыла перед нами удивительную возможность восстанавливать положение континентов в геологическом прошлом. Более или менее достоверные модели созданы для последних 200 млн. лет. Эти модели являются легко тестируемыми, что придает точность самой теории. Для более древних эпох данных еще мало, но клетки «кроссворда» природы нужно заполнять, и многие ученые, в том числе Л. П. Зоненшайн с коллегами, делают эту интересную, во многом интуитивную работу. Я не являюсь приверженцем построений на основе ограниченного количества данных, что вызывает ненужную многовариантность решений. Но нельзя недооценивать роль воображения и интуиции в науке и особенно в прокладывании новых путей.

Не думал, что мне когда-нибудь придется защищать тектонику плит, особенно на третьем десятке лет ее существования. Вынужден это делать по двум причинам. Во-первых, за критикой палинспатических реконструкций и тектоники плит на самом деле скрывается новая атака на мобилизм, третья, по подсчетам В. Б. Караулова [3]. Оказывается, еще живы идеи фиксизма и его сторонники не прочь взять на себя роль «могильщиков» тектоники плит. Самое удивительное, что повод для этого дали сами авторы глобальных и региональных реконструкций. Увы, это так. Излишняя торопливость, вал публикаций, не всегда строго продуманных, вновь вложили оружие в руки фиксизмов. Во-вторых, автор данной статьи никогда не был восторженным поклонником тектоники плит, а рассматривал ее как стройную научную концепцию, основанную на ряде постулатов и

допущений. Важно осознать, что с ее появлением изменилась понятийная база геологии. На современном этапе развития нашей науки нельзя работать, не используя представления тектоники плит и ее понятия (спрединг, аккреция, коллизия и т. д.). Другое дело, что наука не стоит на месте и вместо ниспровержения «кленаучных» теорий лучше искать новые пути ее развития.

Список литературы

1. Белый В. Ф., Похилайнен В. П. Северо-Восток СССР — кладбище плит и террейнов или плитотектонических гипотез? // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1990. Т. 65. Вып. 2. С. 96—103
2. Гладенков Ю. Б. Фациальные клинья — одна из особенностей кайнозойских толщ Дальнего Востока. М.: Наука, 1988. С. 5—8.
3. Караулов В. Б. Мобилизм, фиксизм и конкретная тектоника // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1988. Т. 63. Вып. 3. С. 3—12
4. Колясников Ю. А. К вопросу о коллаже террейнов в Корякском регионе // Геотектоника. 1990. № 4. С. 102—105
5. Мазарович О. А., Найдин Д. П., Цейслер В. М. Палеомагнитные и историко-геологические реконструкции, проблемы и нерешенные вопросы. Ст. 1. Повод к обсуждению // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1988. Т. 63. Вып. 1. С. 130—142
6. Мазарович О. А., Найдин Д. П., Цейслер В. М. Палеомагнитные и историко-геологические реконструкции: проблемы и нерешенные вопросы. Ст. 2. Обсуждение проблемы // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1989. Т. 64. Вып. 2. С. 125—146.
7. Парфенов Л. М. Континентальные окраины и островные дуги мезозойд Северо-Востока Азии. Новосибирск: Наука, 1984. 192 с.
8. Пуцаровский Ю. М., Руженцев С. В., Соколов С. Д. Тектонические покровы и геокартирование // Геотектоника. 1988. № 1. С. 3—12.
9. Руженцев С. В., Бялбужский С. Г., Казимиров А. Д., Соколов С. Д. Тектонические покровы и палинспастика Корякского хребта // Тектоническое развитие земной коры и разломы. М.: Наука, 1979. С. 69—80.
10. Соколов С. Д. Аккреционная тектоника Корякско-Чукотского сегмента Тихоокеанского пояса: Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. М.: ГИН АН СССР, 1988. 48 с.
11. Соколов С. Д., Григорьев В. Н., Зинкевич В. П., Казимиров А. Д., Крылов К. А., Пейве А. А., Цуканов Н. В. Аккреция и тектоническая расслоенность в структурах Корякского нагорья и Камчатки // Актуальные проблемы тектоники СССР. М.: Наука, 1988. № 10. С. 111—119.
12. Ставский А. П., Березнер Д. С., Драчев С. С., Сафонов В. Г. Структурные особенности меланжей Майницкой тектонической зоны // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1988. № 10. С. 40—47.
13. Тильман С. М. Рифейская и фанерозойская история Северо-Востока СССР // Закономерности формирования структуры континентов в неогене. М.: Наука, 1986. С. 128—142.
14. Тынанкергаев Г. А., Бычков Ю. М. Кремнисто-вулканогенно-терригенные верхнетриасовые отложения запада Чукотского полуострова // Докл. АН СССР. 1987. Т. 296. № 3. С. 698—700.
15. Хаин В. Е. О статьях О. А. Мазаровича, Д. П. Найдина, В. М. Цейслера // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1990. Т. 65. Вып. 2. С. 92—95.
16. Ханчук А. И., Григорьев В. Н., Голозубов В. В., Говоров Г. И., Крылов К. А., Курносов В. Б., Панченко И. В., Пральникова И. Е., Чудаев О. В. Куюльский офиолитовый террейн. Владивосток: Изд-во ДВО АН СССР, 1990. 108 с.
17. Чехов А. Д. О некоторых особенностях строения и развития хребта Кэнкэрэн и его тектонической принадлежности // Очерки по геологии Востока СССР. М.: Наука, 1986. С. 80—96.
18. Эпштейн О. Г., Соловьева М. Н., Терехова Г. П. Палеозой Корякского нагорья // Вопросы микропалеонтологии. М.: Наука, 1985. № 27. С. 47—77.

Геологический институт
РАН, Москва, 109017

Поступила в редакцию
4.VII.1990

Рецензент: В. С. Буртман

ХРОНИКА

СОВЕЩАНИЕ «ТЕКТОНИКА И МАГМАТИЗМ СОВРЕМЕННЫХ И ДРЕВНИХ ОКЕАНОВ»

Межведомственный тектонический комитет 27—29 января 1992 г. провел традиционное XXV Тектоническое совещание на тему: «Тектоника и магматизм современных и древних океанов». Совещание, как, обычно, прошло в Главном здании Московского государственного университета им. М. В. Ломоносова. Несмотря на финансовые трудности, оно собрало значительную аудиторию. На открытии совещания присутствовало около 500 человек; в последующие дни число участников было от 150 до 200 человек. На этот раз сузился географический круг участников совещания. Отсутствовали представители большинства вновь образованных суверенных государств, а также ученые Сибири и Дальнего Востока. Об этом приходится сожалеть, т. к. совещание прошло интересно, что и отмечалось всеми участвующими в дискуссии учеными. За два с половиной дня работы было заслушано 22 доклада.

Открыл совещание Председатель Межведомственного тектонического комитета Р. Г. Гарецкий, который в своем вступительном слове отметил важность изучения проблем геологии и тектоники океанов. Последнее время характеризуется невиданным потоком новой информации о строении дна океанов, но все же эти исследования еще недостаточны. Ряд основополагающих проблем остается дискуссионным и они далеки от однозначного решения. Среди них Р. Г. Гарецкий выделил проблемы возраста, механизма образования и эволюции океанов и океанической коры.

В докладах Ю. М. Пушаровского и В. Е. Хаина были рассмотрены наиболее общие проблемы тектоники и структурной эволюции океанических бассейнов. На основе сравнительного тектонического анализа Тихого и Атлантического океанов Ю. М. Пушаровский пришел к выводу о кардинальном различии в тектонической эволюции суперокеана (Пацифика) и мегаокеана (Атлантика), что связывается с резким отличием состояния глубинных геосфер под ними (вплоть до ядра Земли). Во многих случаях особенности тектоники океанского дна не находят объяснения с позиций существующих тектонических теорий. Докладчик указал, что путь к их решению — нелинейная геодинамика, исследующая неупорядоченные проявления структурообразующих движений. В докладе введено новое понятие — зона релаксации спрединга и обращено внимание на разнообразие механизмов опускания океанического дна, в том числе механизма ступенчатого оседания.

В. Е. Хаин остановился на современном состоянии проблемы молодых и древних океанов. Со средней юры история молодых океанов в основных чертах уже может считаться раскрытой. Не вызывает сомнений и существование океанических бассейнов в раннем мезозое, палеозое и конце протерозоя. Полученные в последнее время геологические и геофизические данные дают возможность утверждать, что и в протерозое существенное распространение имели океанические глубоководные бассейны, несколько более мелководные, чем фанерозойские океаны, но не намного, поскольку мощность континентальной коры и толщина континентальной литосферы мало отличались от современных величин. Относительно глубоководные бассейны небольших размеров существовали и в позднем архее, а основной объем гидросферы должен был, подобно континентальной коре, сформироваться уже к концу архея, а к началу фанерозоя достигнуть величин, близкой к современной. В истории Земли, по мнению В. Е. Хаина, на фоне чередования циклов периодов биполярности и многополярности континентов и океанов, связанных с кардинальной перестройкой конвективного режима в мантии, происходило полное или частичное раскрытие и закрытие отдельных «частных» океанов, что характеризует малые циклы протяженностью 150—200 млн. лет.

Вопросам докембрийских океанов были посвящены два доклада. А. С. Новикова и Ю. М. Пушаровский, изучив особенности архейских мафит-ультрамафитовых разрезов австралийского блока Пилбары и Среднего Приднепровья, сделали заключение о существовании их отличии от альпийских офиолитов, а следовательно, и от характеристик современной океанической коры. Данные петрологии указывают на то, что в раннем архее температура мантии на 200—400° превышала современную мантийную температуру, а физическое моделирование показывает, что архейская симатическая кора должна была достигать мощности от 25 до 80 км. Исследования раннеархейских гранит-зеленокаменных областей привели авторов к выводам о том, что накопление осадочно-вулканогенных толщ происходило в специфических «раннеархейских зеленокаменных бассейнах» с мощной энзиматической корой. Сиалическая кора в это время отсутствовала. Раннеархейские бассейны отличались от неогейских. Это были менее значительные по площади неглубоководные, интенсивно прогибающиеся впадины с

плоским рельефом дна, являющиеся прообразами современных океанов и названные протоокеаническими. Этот этап развития Земли предшествовал образованию гранитно-метаморфического слоя.

Иную точку зрения на эту проблему изложили в своем докладе Н. А. Божко и А. М. Никишин. Они считают, что первичный катархейский океан покрывал тонкую симатическую, несохранившуюся кору. К концу архея около 80% объема современной сialлической коры было уже образовано. По мнению авторов доклада, зеленокаменные пояса имеют рифтогенную природу, и в их пределах формировалась вторичная океаническая кора. К позднему рифею была окончательно образована первая генерация настоящих океанов современного типа: Пратетис и Циркум-Пацифик. Вторая генерация океанов (Япетус, Центрально-Азиатский) относится к венду — раннему палеозою. Анализ проведенных исследований позволил выделить в эволюции процесса океаногенеза две независимые ветви: Мирового океана (Панталассы) и вторичных рифтогенных океанов.

Проблемы палеозойских океанических бассейнов были рассмотрены в докладах А. А. Моссаковского с соавторами и В. Н. Пучкова. А. А. Моссаковский, С. В. Руженцев, С. Г. Самыгин и Т. Н. Хераскова в палеоокеанических бассейнах Центральной Азии выделили два принципиально различных класса. К первому классу относятся мозаичные палеоокеанические структуры аккреционного (тихоокеанского) типа. Развитие этих структур происходило в условиях микроплитной тектоники, начиная с позднего рифея. Обычно они объединяются под общим названием Центрально-Азиатского палеоокеана — обширного залива Палеопацифики. Второй класс объединяет линейные палеоокеанические структуры коллизионного (тетического) типа. Они заложены за счет деструкционных процессов в разные отрезки палеозойского времени на каледонском, варисцийском, а также более древнем континентальном основании. Палеоокеанические структуры второго класса, как более молодые, резко наложены на аккреционное покровно-складчатое основание, сформированное на месте палеоокеанических структур более ранней генерации первого тихоокеанского типа.

Доклад В. Н. Пучкова касался палеоокеанической структуры Урала, которая заложилась в конце кембрия в результате рифтогенеза. Складчатое сооружение возникло в позднем палеозое за счет коллизии двух континентов — Восточно-Европейского (Еврамерийского) и Казахстано-Кыргызского. В момент коллизии граница между ними происходила по Главному уральскому разлому. Первый характеризовался пассивным типом окраины, а второй — активным с постоянно действующей зоной субдукции.

А. Л. Книппер в своем докладе призвал к осторожному и хорошо продуманному применению принципа актуализма при реконструкциях палеоокеанов, приводя примеры, основанные на полевых геологических наблюдениях и указывающие на сложные изменения многих геологических явлений и процессов во времени. Он обратил внимание на дискуссионность палеогеодинамических построений, основанных на петролого-геохимических константах, а также поставил ряд вопросов, которые заслуживают дальнейшего внимательного обсуждения.

Последующие доклады были посвящены результатам исследований дна современных океанов. В докладе Н. А. Богданова приводились данные последних рейсов «ДЖОЙДЕС Резольюшн», выполненных по программе глубоководного бурения в Мировом океане. Основными задачами предстоящих исследований являются выяснение характера и закономерностей изменений климатических условий за последние 10 млн. лет, палеоэкологические исследования, а также изучение разреза океанической литосферы на максимально возможные глубины, проводя повторное бурение в забоях старых скважин.

Вопросу роли эндогенных процессов при рудообразовании и современной гидротермальной деятельности в океане посвятил свой доклад А. П. Лисицин. Результаты обобщения материалов глубоководного бурения и рейсов научно-исследовательских судов ИОАН показали, что поступление эндогенного вещества на дно океана в 10 раз превышает экзогенный материал. Четко выделяются четыре типа вулканических провинций по форме и составу вещества: срединно-океанические хребты (СОХ), зоны внутриплитного вулканизма (горячие точки); островодужные системы и области задугового спрединга. Поступление гидротермального вещества происходит циклично и двухфазно. Этапы металлогении в СОХ тесно связаны с перестройкой оси спрединга.

Проблемам тектоники, рудогенеза, минерации и нефтегазоносности океанов были посвящены доклады ученых ВНИИОкеанологии и ВНИИзарубежгеологии. Эти доклады были проиллюстрированы серией специальных карт, входящих в «Атлас геолого-минералогических карт позднеюрско-четвертичного чехла в океанах и на континентах» масштаба 1 : 25 000 000 и Картой нефтегазоносности и рудоносности океанического чехла Тихоокеанского подвижного пояса и Тихого океана масштаба 1 : 10 000 000.

И. С. Грамберг, Л. Э. Левин*, М. А. Верба, обобщив данные глубоководного бурения и геофизических исследований в океанах, коснулись особенностей строения осадочного чехла Мирового океана и наметили связи его нефтегазоносности с тектоникой. Определяет характер этих связей главным образом тектонический тип осадочного бассейна. Подчеркнуто, что осадочный чехол представляет собой весьма гетерогенное образование. В его строении выделяются крупные зоны нефтегазоносности, рудоносные горизонты на 17 стратиграфических уровнях от верхней юры до плейстоцена включительно, уникальные по запасам поля железо-марганцевых конкреций, сульфидные и сульфидно-оксидные руды в рифтовых зонах древнего и современного спрединга. Для осадочного чехла, в целом, в его строении устанавливаются глобальные, региональные и локальные неоднородности. Была приведена классификация нефтегазоносных бассейнов Мирового океана.

В докладе И. С. Грамберга и С. А. Андреева рассматривались вопросы общей минерации Мирового океана и ее связи с тектоническими процессами. Эволюция геодинамики процесса океанообразования привела к диссимметрии геологического строения Земли. За последние 200 млн. лет сформировались две мегасистемы (талассосистемы), отражающие две различные схемы тектонического развития с наследованием структурного плана (Атлантический тип) и с миграцией во времени и в

пространстве (Тихоокеанский тип). Каждая талассосистема отличается своими металлогеническими особенностями проявления оксидного и сульфидного рудогенеза. Проводилась классификация типов полезных ископаемых в зависимости от их тектонической приуроченности и характерных признаков.

Доклад И. С. Грамберга, В. А. Соловьева и Г. Д. Гинсбурга о газогидратности Мирового океана привлек большое внимание новизной обсуждаемой проблемы. За последнее время материалами бурения и геофизическими исследованиями в разрезе осадочного чехла в разных районах Мирового океана обнаружены многочисленные проявления газогидратов. Анализ этих данных показал, что газогидратообразование — это обычное геологическое явление, свойственное областям океанов и морей с мощным и быстро накапливающимся осадочным чехлом. Важная роль в формировании скоплений газогидратов принадлежит процессам дефлюидизации осадков.

Также большой интерес вызвал доклад И. С. Грамберга и Ю. Е. Погребницкого о тектонике Арктики. В докладе были продемонстрированы карта рельефа поверхности разновозрастного и гетерогенного фундамента для Арктического региона и разрез земной коры через Северный Ледовитый океан. Построенная карта магнитных аномалий четко увязывается с тектоническим районированием этого региона. Анализ имеющихся геолого-геофизических данных позволил утверждать, что Арктическая геопрепрессия возникла на рубеже ранней и поздней перми (260 млн. лет) и в истории ее развития выделяются две стадии: пермско-меловая-докеаническая и кайнозойская, начиная с датского века — океаническая. На океанической стадии возникли впадины Евразийского и Норвежско-Гренландского бассейнов со спрединговой структурой основания. В отличие от них Американо-Атлантический бассейн является океанизированной эпиконтинентальной структурой, обособившейся в олигоцене-миоцене. Отмечается различие в строении и мощности осадочного чехла впадин Амундсена и Макарова.

В докладе Е. Г. Мирлина и Н. М. Суцевской рассмотрены закономерности тектоно-магматической сегментации СОХ. Было показано, что в Тихоокеанской области некоторые петрохимические и тектонические параметры зависят от скорости раздвига плит, а в Индо-Атлантической области такой зависимости не наблюдается. Делается вывод о влиянии разноуровневой мантийной конвекции, которая создает значительную неоднородность в строении СОХ.

В докладе Ю. Н. Разницина сделан вывод о тектонической расчлененности литосферы современных океанов. Наиболее ярко это явление проявлено в Атлантическом океане и выражено в сложном тектоническом (покровно-складчатом) соотношении различных фрагментов консолидированной океанической коры. Приводились факты о существовании под рифтовыми зонами пологих глубинных срывов.

Тектоническим деформациям в Центральной котловине Индийского океана был посвящен доклад Ю. П. Непрочнова. Выявленные и изученные зоны деформаций характеризуются мозаично-блоковой структурой, где блоки сильнодеформированных чехла и фундамента чередуются с менее деформированными. Области деформаций отличаются строением земной коры как по мощности, так и по скоростям от смежных участков океана.

Проблемы тектоники Атлантического океана в разных его частях рассмотрены в четырех докладах. От лица участников трех рейсов НИС «Академик Николай Страхов» в период 1990—1991 гг. Г. Б. Удинцев охарактеризовал особенности строения экваториального района Центральной Атлантики, которые заключаются в аномально высоком положении срединного хребта относительно смежных его сегментов, узости типично рифтогенной осевой части, значительной ширине платообразных флангов хребта с относительно мощным осадочным чехлом, существенной вариации структуры поперечных разломов, присутствию реликтов пород континентального типа, а также присутствию признаков генетической разнородности фундамента. Было высказано предположение о двух возможных тектонических процессах, обусловивших происхождение исследованного участка Атлантики: процесс океанизации, включающий растяжение и десертинизацию фланговых частей хребта; рифтогенный процесс, создавший осевую часть СОХ.

Анализ строения Анголо-Бразильского геотраверса Атлантики включал доклад Ю. Е. Погребницкого, Ю. В. Горячева, В. А. Осипова и А. И. Трухалева. Это первый из запланированных 11 геотраверсов, на котором завершены исследовательские работы. Результаты обработки этих данных говорят о гетерогенном блоковом строении литосферы абиссальной части океана. Принципиальные отличия проявляются в аномалиях магнитного поля. При общей симметрии региона поперечный разрез коры и верхних горизонтов мантии свидетельствует об асимметрии в строении литосферных плит. Разномасштабность признаков симметрии и асимметрии говорит о том, что симметрия вызвана общей направленностью развития Южной Атлантики как единой структуры, а асимметрия — отсутствием единого механизма формирования океанической литосферы. В истории ее развития предполагается по крайней мере три системы рифтовых зон: маастрихтская, эоценовая и современная, начиная с позднего миоцена.

В докладе А. О. Мазаровича, Ю. Н. Разницина, А. А. Пейве, С. Г. Сколотнева, Н. Н. Турко, П. К. Кележинска заключался материал о тектонике и магматизме Центральной Атлантики, который выявил геологические особенности зон разломов экваториальной Атлантики. Было проведено тектоническое районирование изученной акватории и детально охарактеризована каждая выделенная структура. Отмечаются резко контрастные тектонические движения, которые происходили в последние 3,5 млн. лет. Тектоническая активность проявлялась на всем протяжении изученного сегмента СОХ и выражалась в чередовании зон сжатия и растяжения. Для каждой выделенной структуры дана характеристика магматических проявлений. В итоге делается вывод, что становление современной структуры приэкваториальной части СОХ происходило в результате сочетания и наложения разнообразных тектоно-магматических явлений: спрединга, надвигообразования в приразломных поднятиях, вертикальных движений, проявляющихся как в гребневой части СОХ, так и на его флангах. В ходе геологической истории имели место эпохи тектонической активизации, во время которых происходили

существенные структурные перестройки: изменение направления спрединга, заложение новых рифтовых и разломных долин и их изгиб, интенсивные вертикальные тектонические дифференцированные движения, а также изменения характера магматизма.

И, наконец, доклад Л. И. Когана, Р. Р. Мурзина и А. С. Перфильева касался выявленных тектонических деформаций в консолидированной океанической коре на профиле через котловину Гаттерас на северо-западе Центральной Атлантики. Исследования были выполнены по методике широкоугольного сейсмического профилирования с использованием двух судов. В разрезе земной коры выделяются чешуйчатые надвиги и горсты, что вызывает утолщение ее общей мощности. Были определены скоростные характеристики земной коры вплоть до границы М. Отсутствие деформаций в осадочном чехле, облегающем кристаллический фундамент, свидетельствует о достаточно древнем (до накопления осадков) возрасте деформаций.

В дискуссии по заслушанным докладам приняло участие 13 человек. Всеми выступавшими отмечалось полезность и необходимость проведения в дальнейшем тектонических совещаний, с обсуждением на них крупных проблем геотектоники, как это было до сих пор.

П. Н. Кропоткин подчеркнул, что новейшие данные космической геодезии, по его мнению, подтверждают правильность теории тектоники литосферных плит. К настоящему времени разработана новая модель, включающая 12 литосферных плит. Коэффициент корреляции этой модели с результатами высокоточных геодезических измерений о современных скоростях перемещения плит достигает 99%. Он считает, что подтверждается так же факт погружения охлажденной литосферы в зоне субдукции. Учитывая эти материалы, П. Н. Кропоткин предостерег от возможных ошибочных интерпретаций данных драгирования, особенно в экваториальной зоне Атлантики.

Е. А. Радкевич обратила внимание на проблемы рудогенеза в пределах Тихоокеанского кольца и на связь выделенных разломов в океане с разломами на континентах.

В. Е. Хаин, сделав анализ всех представленных на совещании докладов, выделил два аспекта. Одни доклады касались проблем строения отдельных структур и элементов океана и механизма их образования. Другие затрагивали проблемы эволюции океана и океанической коры в целом. Он подверг сомнению утверждение о резком отличии современных и древних океанов и невозможности применения принципа актуализма при изучении палеоокеанов. На общую эволюцию океанов и их древность указывает то, что около 80% океанической коры было образовано в конце архея.

Выступивший в дискуссии Г. Г. Кочемасов, сделав по существу доклад, продемонстрировал новую тектоническую схему Земли, основанную на предложении об интерференции литосферных волн, свойственных для всех планет земной группы.

В выступлениях А. Е. Шлезингера и Ю. А. Воложа содержалась критика организаторов совещания за то, что отсутствовали доклады, которые рассмотрели бы строение океанических и периокеанических бассейнов с использованием методики сейсмостратиграфии. Мало внимания было уделено тектоническим деформациям, связанным с контрастными вертикальными движениями, широко распространенными в океанах. Было указано на невозможность использовать метод мощностей при изучении океанических структур.

И. В. Короновский сказал, что, по его мнению, в ходе совещания не было приведено ни одного факта, который бы опроверг гипотезу плитной тектоники. Другая проблема, вскрытая ходом совещания, — слабая связь науки с процессом обучения студентов. Это приводит к снижению уровня подготовки специалистов.

А. С. Перфильев указал на латеральную неоднородность океанической коры и ее эволюцию во времени. Анализ имеющихся данных говорит о том, что более приемлема точка зрения о существовании в древности больших палеоокеанов, и что в архее океанические условия значительно отличались от современных. Граница архея и протерозоя — это революционный рубеж, после которого тектоника плит стала действовать.

В. Н. Шолпо также указывал на сложность эволюции палеоокеанов и высказал сомнение по факту: был ли Тетис океаном?

Ю. М. Пушаровский отметил огромное значение геолого-геофизических исследований в океане, которые привели к выявлению разного уровня деформаций внутри океанической коры и литосферы в целом. В истории развития Мирового океана можно выделить три этапа: архейский, протерозойский и неогейский, начиная с рифея. Для следующего тектонического совещания он предложил тему — «Тектоника осадочных бассейнов».

В своем заключительном слове Р. Г. Гарецкий подчеркнул важность учета планетарного фактора в процессе образования земных структур. Несмотря на имеющиеся организационные сложности, следует продолжать проведение тектонических совещаний с двухгодичным интервалом с приглашением широкого круга участников.

После совещания было проведено заседание членов Междуведомственного тектонического комитета, на котором было решено, просить воссоздать комитет в связи с новым статусом Академии наук, просить воссоздать комитет в рамках Отделения геологии, геофизики, геохимии и горных наук Российской Академии наук.

М. П. Антипов

Редакция журнала «Геотектоника» приносит свои извинения читателям журнала в том, что по вине типографии в тираже № 6 за 1991 год рисунки № 1, 2, 3, 8 статьи Ю. Г. Леонова «Платформенная тектоника в свете представлений о тектонической расслоенности земной коры» и рисунок № 1 статьи И. В. Попадока, С. Е. Смирнова «Проблема структуры Горного Крыма: традиционные представления и реальность» из-за плохой печати неразборчивы. В связи с этим редакция приводит эти рисунки заново в данном номере.

В № 6 за 1991 г. допущена опечатка: на стр. 94 следует читать С. В. Белов.

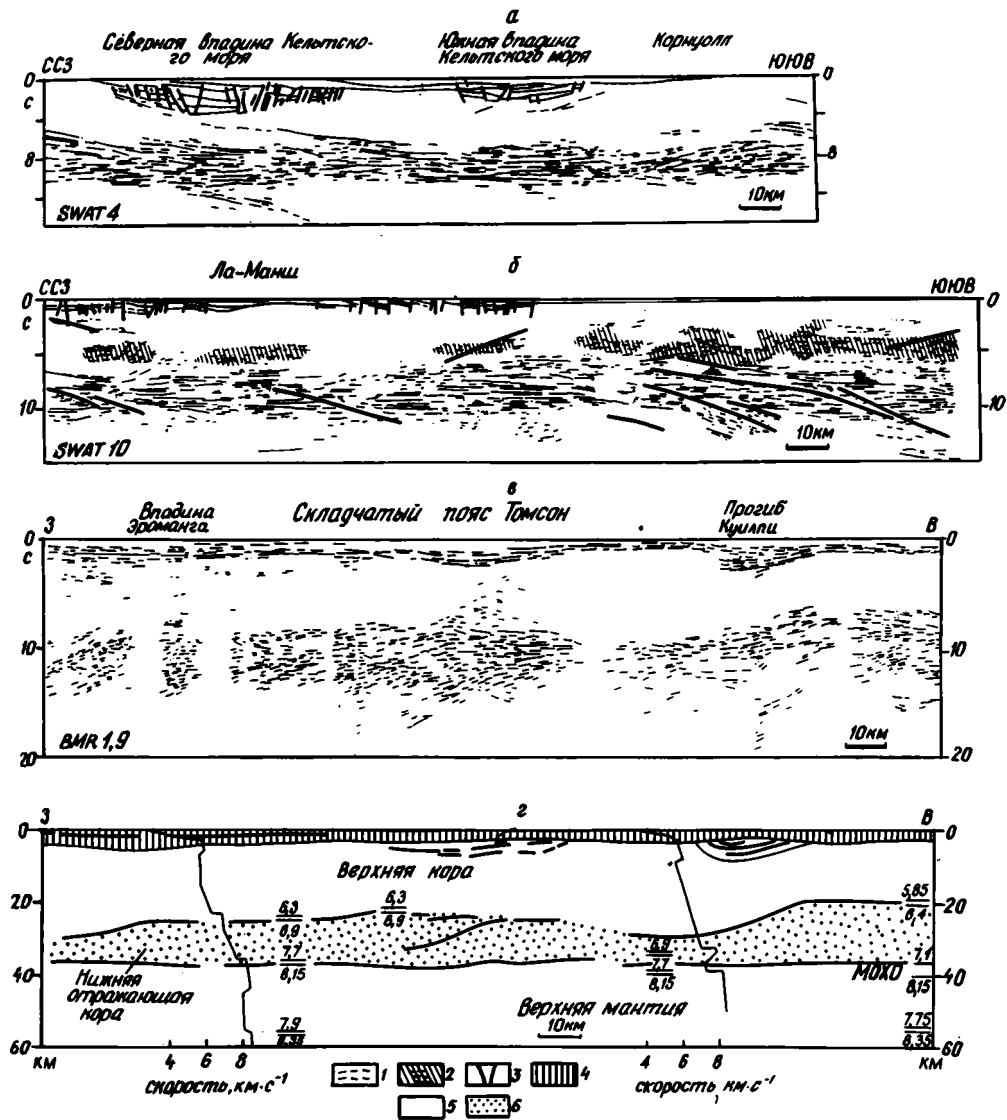


Рис. 1 к ст. Ю. Г. Леонова

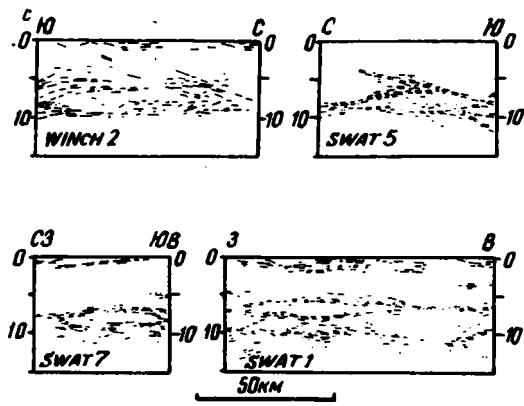


Рис. 2 к ст. Ю. Г. Леонова



Рис. 3 к ст. Ю. Г. Леонова

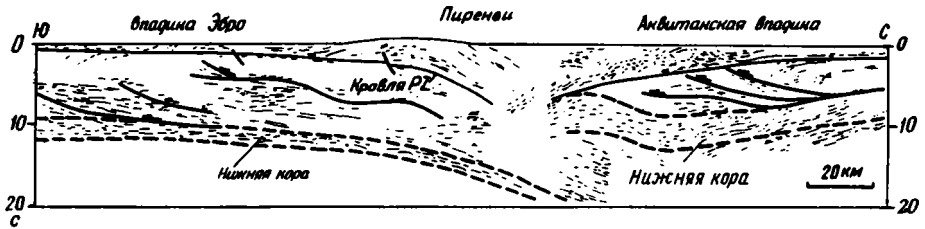


Рис. 8 к ст. Ю. Г. Леонова

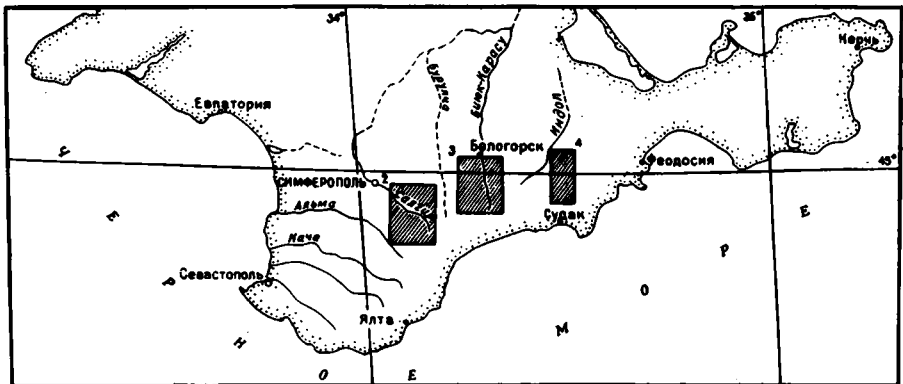


Рис. 1 к ст. И. В. Попадюка

К СВЕДЕНИЮ АВТОРОВ

Редакция просит соблюдать следующие правила представления статей.

1. Работа должна быть представлена на русском языке в окончательном виде. В конце статьи приводится полное название учреждения, где работа была выполнена, его почтовый адрес, а также адрес и номер телефона автора.
2. Объем статей не должен превышать 30 страниц и кратких сообщений — 8 страниц, включая машинописный текст, список литературы и иллюстраций.
3. К статье необходимо приложить аннотацию (не более 100 слов), в которой должны быть изложены главные выводы.
4. Текст рукописи, рисунки и фотографии представляются в двух экземплярах.
5. Требования к тексту рукописи.
 - а). Рукопись необходимо печатать на машинке с нормальным шрифтом через 2 интервала, оставляя чистые поля шириной 4 см. Обязательно предоставление первого экземпляра машинописи.
 - б). Список цитируемой литературы составляется по алфавиту: сначала — русскому, затем — латинскому. В списке литературы приводятся фамилии и инициалы всех авторов, название статьи и журнала, год издания, том, выпуск, страницы; для книг — название работы, издательство, место и год издания, количество страниц.
 - в). Ссылки на литературу в тексте даются в квадратных скобках, где указывается номер работы в списке литературы.
 - г). Формулы вписываются черными чернилами или тушью. Необходимо тщательно писать индекс и показатели степени, делать четкое различие между заглавными и строчными буквами, подчеркивая прописные буквы двумя черточками снизу, а строчные — сверху; делать четкое различие между О (большим), о (малым) и 0 (нулем). Курсивные буквы подчеркиваются волнистой линией, греческие — красным карандашом.
 - д). Иностранные фамилии в тексте приводятся в русской транскрипции. В русской транскрипции даются и названия зарубежных географических пунктов.
6. Требования к рисункам.
 - а). Первый экземпляр рисунков необходимо представить вычерченным черной тушью на чертежной бумаге, пригодным к непосредственному типографскому воспроизведению. Рисунки нельзя перегибать, при пересылке по почте необходимо позаботиться об упаковке, предохраняющей рисунки от деформации. Редакция имеет возможность изготовить издательские оригиналы рисунков за счет организации, представляющей статью. В случае необходимости такой работы, следует приложить гарантийное письмо об оплате изготовления рисунков.
 - б). Второй экземпляр рисунков представляется в виде фотокопий.
 - в). Фотографии, иллюстрирующие текст, должны быть отпечатаны на глянцевой бумаге.
 - г). На рисунках (картах, профилях, зарисовках) должны быть указаны масштаб и ориентировка, на картах — географические координаты. Сейсмические профили должны иметь масштаб в км. На обзорной схеме или карте необходимо отметить положение других рисунков.
 - д). Необходимо позаботиться о том, чтобы статья была понятна не только специалистам по описываемому району: на рисунках обозначить упоминаемые в тексте тектонические структуры, пункты, свиты. Не следует нагружать рисунки ненужными названиями.
 - е). Максимальный размер рисунка в журнале 13x21 см. Можно предоставить более крупные рисунки (до 50 см по диагонали), которые будут уменьшены при воспроизведении, размер шрифта и нагрузка на рисунках должны допускать уменьшение до указанного выше размера.
 - ж). На обороте каждой иллюстрации подписывается номер рисунка, фамилия автора, название статьи, в случае необходимости указывается верх и низ. Все обозначения на рисунках необходимо разъяснить в подписях.
 - з). Список подрисовочных подписей прилагается на отдельном листе. Места размещения рисунков, таблиц должны быть указаны на полях рукописи, в тексте обязательны ссылки на все рисунки.
7. Редакция высылает авторам отредактированный текст для проверки. Дальнейшее прохождение рукописи контролируется редакцией, которая оставляет за собой право при необходимости проводить незначительное сокращение текста.
8. После выхода статьи в свет автор получает 25 оттисков.

В издательстве «Наука»

готовится к печати:

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ И КОЛЕБАНИЯ УРОВНЯ КАСПИЙСКОГО МОРЯ. 1992. 10 л. 3 р.

Впервые наиболее комплексно рассматриваются взаимосвязи колебаний уровня Каспия с геодинамикой Каспийской впадины. Анализируются результаты исследований характера и масштаба влияния на колебания уровня моря геодинамики и цикличности тектонических процессов, осадкообразования и изостатических процессов, новейшей тектоники и гидродинамики, современных тектонических движений, землетрясений, грязевого вулканизма и космических процессов, хозяйственной деятельности на геодинамику поверхности прибрежных зон Каспия.

Книга предназначена для гидрологов, геологов, тектонистов, геофизиков, геологов-нефтяников.

Заказы просим направлять по одному из перечисленных адресов магазинов «Книга — почтой» «Академкнига»:

480091 Алма-Ата, ул. Фурманова, 91/97; 370001 Баку, ул. Коммунистическая, 51; 720001 Бишкек, бульвар Дзержинского, 42; 690088 Владивосток, Сжеанский пр-т, 140; 320093 Днепропетровск, пр-т Гагарина, 24; 734001 Душанбе, пр-т Ленина, 95; 664033 Иркутск, ул. Лермонтова, 289; 420043 Казань, ул. Достоевского, 53; 252208 Киев, ул. «Правды», 80«а»; 277012 Кишинев, пр-т Штефана Великого, 148; 343900 Краматорск, Донецкой области, ул. Марата, 1; 197345 Санкт-Петербург, Петрозаводская ул., 7; 220012 Минск, Ленинский пр-т, 72; 117393 Москва, ул. Академика Пилюгина, 14, корп. 2; 630090 Новосибирск, Академгородок, Морской пр-т, 22; 443002 Самара, пр-т Ленина, 2; 620151 Екатеринбург, ул. Мамина-Сибиряка, 137; 700185 Ташкент, ул. Дружбы народов, 6; 450059 Уфа, ул. Р. Зорге, 10; 310078 Харьков, ул. Чернышевского, 87.