

Номер 1

ISSN 0016-853X

Февраль 1993

ГЕОТЕКТОНИКА

**Главный редактор
Ю.М. Пущаровский**

действительный член Российской академии наук

Журнал основан в январе 1965 года.
Выходит 6 раз в год.



МАИК НАУКА

Российская академия наук

ГЕОТЕКТОНИКА

№ 1 1993 Февраль

Основан в 1965 г.
Выходит 6 раз в год
ISSN: 0016 - 853x

Главный редактор
Ю.М. Пуцаровский

Заместитель главного редактора
А.А. Моссаковский

Ответственный секретарь
В.С. Буртман

Редакционная коллегия:

М.Е. Артемьев, Э. Бонатти (Италия), Ч.Б. Борукаев, А.Л. Книппер,
В.И. Коваленко, Р. Колман (США), Н.В. Короновский, К. Крук (Австралия),
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, магматизмом, 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 ограничений всеми отделениями "Роспечати" (№ 70228 в каталоге).

Yu.M. Pushcharovsky – *Editor*

A.A. Mossakovsky – *Coeditor*
V.S. Burtman – *Secretary*

Editorial board

M.E. Artemyev, E. Bonatti (Italy), Ch.B. Borukaev, A.V. Chekunov, G. Coleman (USA),
K.A.W. Crook (Australia), A.L. Knipper, V.I. Kovalenko,
N.V. Koronovsky, E.E. Milanovsky,
V.D. Nalivkin, A.S. Perfilyev, V.N. Sholpo, A.L. Yanshin

"Geotectonica" journal publishes articles on general and regional tectonics, structural geology, geodynamics, experimental tectonics, considers the relation of tectonics to the deep structure of the Earth, to magmatism, metamorphism and mineral resources. There are also published reviews of scientific and books, information on scientific life, scientific literature advertisements, cartographic materials and devices.

Postmaster: "Geotectonica", Geological Institute, 7 Pyzhevsky, Moscow, 109017 Russia

Зав. редакцией М.Н. Шуплецова

Научные редакторы Н.Б. Заборовская,
С.Г. Самыгин, С.А. Куренков, А.И. Кожурин

Адрес редакции: 109017, Москва, Пыжевский пер., 7. Геологический институт РАН
Телефон 230-81-77; Telex: 411 848 GIN SU; Телетайп: 114092 ТЕТИС

Москва
Международная академическая
издательская компания "Наука"

СОДЕРЖАНИЕ

Номер 1, 1993

Нелинейная геодинамика (кредо автора) <i>Ю. М. Пуцаровский</i>	3
Нелинейные явления и их роль в геотектонике <i>В. Е. Фадеев</i>	7
Эволюция системы Земля–Луна и ее место среди проблем нелинейной геодинамики <i>Ю. Н. Авсюк</i>	13
Коллаж гондванских и палеозойских элементов в инфраструктуре альпид Среднего Востока <i>Ю. Г. Леонов</i>	23
Образование складок в мобильных зонах в условиях продольного сжатия <i>В. В. Травин</i>	33
Палеотектонические реконструкции раннего докембрия восточной части Балтийского щита. I. Ранний протерозой <i>М. В. Минц</i>	39
Складчатость Южного Тянь-Шаня <i>Е. А. Рогожин</i>	57
Террейны и аккреционная тектоника Северо-Востока Азии <i>Л. М. Парфенов, Л. М. Натапов, С. Д. Соколов, Н. В. Цуканов</i>	68
Тектонические обстановки развития активных окраин запада Тихого океана <i>Е. Н. Меланхолина</i>	79
Палинспастическая реконструкция положения Горного Крыма в средней юре - раннем мелу на основе палеомагнитных данных <i>Д. М. Печерский, В. А. Сафонов</i>	96

Рецензии

Новый подход к комплексному анализу проблем разломообразования в литосфере (о книге С. И. Шермана, К. Ж. Семинского и др. "Разломообразование в литосфере. Зоны сдвига") <i>А. И. Мельников</i>	106
--	-----

Хроника

Новые данные о строении Куньлуня и Каракорума (Международный симпозиум в Кашгаре, Китай) <i>В. С. Буртман</i>	108
--	-----

CONTENTS

No. 1, 1993

Non-Linear Geodynamics (Author's Credo) <i>Yu. M. Pushcharovsky</i>	3
Non-Linear Phenomena and Its Role in Geotectonics <i>V. E. Fadeev</i>	7
Evolution of the Earth-Moon System and Its Place Among Problems of Non-Linear Geodynamics <i>Tu. N. Avsyuk</i>	13
Collage of Gondwana and Paleosoic Elements within the Infrastructure of the Middle East Alpine Belt <i>Yu. G. Leonov</i>	23
Folding in Mobile Zones under Longitudinal Compression <i>V. V. Travin</i>	33
Paleotectonic Reconstructions of the Early Precambrian in the Eastern Baltic Shield. I. Early Proterosoic <i>M. V. Mints</i>	39
South Tien Shan Folding <i>Ye. A. Rogozhin</i>	57
Terranes and Accretionary Tectonics of Northeastern Asia <i>L. M. Parfenov, L. M. Natapov, S. D. Sokolov, N. V. Tsukanov</i>	68
Tectonics Settings of Active Margins of the Western Pacific <i>Ye. N. Melankholina</i>	79
Palinspastic Reconstruction of the Crimea Mountains Position in the Middle Jurassic - Early Cretaceous Obtained by Paleomagnetic Data <i>D. M. Pechersky, V. A. Safonov</i>	96

Reviews

New Approach to Complex Analyses of Problems of Fault in Lithosphere (About the Book by S. I. Sherman, K. G. Seminsky, <i>et al.</i> "Fault Formation in Lithosphere. Slip-Strike Zones") <i>A. I. Mel'nikov</i>	106
---	-----

Chronicle

New Data on the Kun'lun and Karakorum Structures (International Symposium in Kashgar, China) <i>V. S. Burtman</i>	108
---	-----

НЕЛИНЕЙНАЯ ГЕОДИНАМИКА (кредо автора)

© 1993 г. Ю. М. Пуцаровский

Геологический институт РАН, Москва

Поступила в редакцию 11.06.92 г.

Актуальнейшим направлением исследований в геотектонике ныне является нелинейная геодинамика. Структурообразовательные процессы на Земле настолько сложны, что ни одна из предшествующих общегеологических парадигм не могла объяснить более, чем некоторую их часть. Процессы эти как во времени, так и в пространстве весьма разномасштабны, неравнозначны и ведут к образованию прихотливых особенностей в структурном плане планеты. Устойчивой является лишь одна черта – деление Земли на Тихоокеанский и Индо-Атлантический сегменты, но и эту особенность можно понять лишь с использованием методов нелинейной геодинамики.

За время существования геологии в ней сменилось несколько парадигм. Последняя – тектоника литосферных плит; предпоследняя – геосинклинальная теория. Для обеих характерно детерминистское начало – все геологические явления предначертаны и тем самым подсознательно принимается их подчинение линейным законам. Самые популярные слова геологов, описывающих историю развития какого-либо региона или даже планеты в целом: “обусловлено”, “предопределено” и тому подобное. Это не более чем дань классической науке, ее традициям, восходящим к далеким временам, когда человечество знало еще мало и была вера, что все в конце концов можно свести к простым истинам, логически связанным построениям. Теперь же ситуация совершенно иная. Естествознание обогатилось крупнейшими открытиями, и во многих его областях (физические науки, химия, биология) огромное место уделяется нелинейным соотношениям.

Великий вклад в пересмотр классических начал, переориентацию мышления ученых внесли идеи, изложенные в книге иностранного члена Российской академии наук, лауреата Нобелевской премии И. Пригожина и его соавтора И. Стенгерс – “Порядок из хаоса”, изданной на русском языке в 1986 г. [2].

“Наше видение природы, – пишут авторы, – претерпевает радикальные изменения в сторону множественности, темпоральности и сложности. Долгое время в западной науке доминировала механистическая картина мироздания. Ныне мы сознаем, что живем в плюралистическом мире” (с. 34). А несколько ниже: “Искусственное может быть детерминированным и обратимым. Естественное же непременно содержит элементы случайности и необратимости” (с. 50). Через всю книгу проходят такие термины, как “нелиней-

ность”, “неустойчивость”, “флуктуация”, “бифуркация”, “хаос”. В поле зрения авторов находятся новейшие достижения физики, химии, биологии и даже социологические проблемы.

В своем предисловии к книге О. Тоффлер заметил, что если традиционная наука уделяет основное внимание устойчивости, порядку, однородности, равновесию и линейным соотношениям, то авторы сосредоточили внимание на разупорядоченности, неустойчивости, разнообразии, неравновесности, нелинейности явлений. Значимость этого О. Тоффлер расценивает столь высоко, что не исключает, что книга и другие работы И. Пригожина открывают новый этап в научной революции.

Однако в книге совсем не рассматриваются геологические явления. Может быть, частично по этой причине данный фундаментальный труд фактически остался вне поля зрения геологов, притом не только российских, но, насколько могу судить, всего мирового геологического сообщества. Но это лишь “частично”, потому что существует и другое обстоятельство – пресс стандартного мышления о “предначертанности” геологических явлений, существующий вне зависимости от принадлежности к той или иной научной школе.

Автору между тем представляется, что мир геологии дает богатейший материал для исследований в ключе цитированной здесь книги, а тем самым и для окончательного становления, пользуясь словами О. Тоффлера, “нового этапа научной революции”.

Случилось так, что автор данного текста впервые прочитал эту замечательную книгу лишь в 1992 г., а прочитав, поразился удивительному соответствию собственного образа мышления тому, которым пронизана книга. Чтобы не прини-

мать сказанное на веру и придавая новому подходу большое значение для будущих судеб геологии, хотел бы последовательно, но в то же время концентрированно изложить мои работы и умо- заключения за последние 20 лет.

В книге “Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли” [3] в развитие идей В.И. Вернадского и Н.С. Шатского было сделано заключение, что Тихоокеанский тектонический пояс и Тихий океан (в совокупности – Тихоокеанский сегмент планеты) представляют весьма древние структурные образования. Тем самым по истории развития с древних геологических времен одна половина планеты противопоставлялась другой. Допускалась мысль, что это различие является первичным, т.е. оно отражает изначальную неоднородность по крайней мере верхних оболочек Земли (фактически тектоносферы). Аргументировалось это глобальной асимметрией не только Земли, но и некоторых небесных тел, в частности Луны, находящейся сравнительно с Землей на весьма ранней стадии эволюции (подробно эта тема развита в работе [4]).

В книге развита также мысль о специфическом глубинном проявлении энергии в отдельных секторах тектоносферы и сказано, что энергетические условия могут иметь как частные, мало значащие различия, так и различия большого порядка. Данное положение доказывалось значительными изменениями в структурном облике земной коры.

“Нужно обратить внимание, – подчеркивалось в книге, – не только на общую неравномерность проявления энергии тектоносферы, но и на непостоянство энергетических потоков в отдельных местах. В то же время главная асимметрия тектоносферы Земли может быть связана с относительным постоянством проявления повышенной энергии тектоносферы в Тихоокеанском сегменте” (с. 207).

В сущности, мысли, которые тут изложены, разделяются мною и ныне, однако теперь появились термины, которые два десятилетия назад в геологии не использовались. Мне кажется, что высказанные идеи могли бы быть использованы при разработке учения о многосложных природных системах, но приходится с сожалением отметить, что на Западе русскоязычные публикации большей частью остаются неизвестными.

Кстати, представления о глобальной структурной асимметрии получают все большее обоснование, в частности их подтверждают данные сейсмической томографии, фиксирующей под Тихим океаном относительно разуплотненную и более энергонасыщенную мантию почти до ядра Земли (работы А.М. Дзевонского и др.).

Далее начался этап углубленного изучения автором неоднородностей как в строении, так и вещественном составе земных глубин. Особое внимание обращалось на латеральные неод-

нородности, притом главным образом оно концентрировалось на петрохимических и геохимических провинциях во 2-м и 3-м слоях океанской коры и в верхней мантии. Исходная предпосылка состояла в том, что от анализа особенностей распространения и масштаба неоднородностей через их связь с конвективными тепло-массопотоками можно перейти к глубинным геодинамическим условиям и соответственно к более адекватному моделированию тектонических, а также магматических процессов. Тем самым определен новый эмпирический подход к познанию истинных условий тектогенеза на Земле. В связи с этим в 1980 г. был выдвинут национальный геологический проект “Литос”, по которому вскоре на научно-исследовательских судах Академии наук СССР начали осуществляться целенаправленные исследования. Проект разрабатывался целое десятилетие (1981 - 1990 гг.). Результаты исследований периодически публиковались, в том числе и в ряде книг. Коснусь наиболее общих выводов, перекликающихся с учением И. Пригожина о хаотичности, порядке и т.п.

В 1986 г. (тогда же, когда вышла книга И. Пригожина и И. Стенгерс) исследования по проекту позволили констатировать следующее: “Проблема генезиса вещественных неоднородностей уводит нас в область движения глубинных масс. Действительно ли оно такое упорядоченное, как это рисуется на планетарных схемах конвекции? Разномасштабные и разного уровня по положению неоднородности в составе глубинных масс (литосферных и более глубоких мантийных) заставляют признать очень сложный характер их движений. Вне всякого сомнения, что тангенциальные напряжения и горизонтальные перемещения, доказанные огромным числом данных для земной коры, не прерываются внезапно на границе Мохо, а охватывают также и мантийные уровни. Это обстоятельство, наряду с неравномерностью (очаговым расположением, разной глубиной) и импульсивным характером проявлений эндогенных процессов, а также явные, но не поддающиеся пока конкретному учету воздействия космических факторов делают картину движения глубинных масс весьма запутанной, в общем неупорядоченной и не создают правильного тектонического плана на поверхности Земли. Только некоторые тектонические эпохи или фазы свидетельствуют о каких-то импульсах, охватывающих значительные области планеты” ([5] с. 26). Собственно говоря, здесь нет только слов “хаос” и “нелинейность”, но в следующем 1987 г. “хаос” уже появился. Я имею в виду выступление на Общем собрании Академии наук СССР весной указанного года: “Геология и геохимия на каждом шагу встречаются с вещественными неоднородностями в строении планеты. Но как образовались эти неоднородности и какова их геодинамическая роль? За ответом нужно идти далеко в глубь Земли, вплоть до ядра. Как оно

себя ведет? Не передает ли оно неравномерно распределенные энергетические импульсы в облекающую геосферу, а та в свою очередь – в еще более высокую оболочку и т.д. Не возникает ли в результате хаотическое движение, вызванное разномасштабными и разноуровневыми конвективными явлениями? Помочь в решении всех этих проблем может сейсмическая томография, которая способна выявить неоднородное строение даже ядра Земли” ([6], с. 60, 61). Так оно и оказалось, о чем выше уже была речь. Вообще это выступление индуцировалось стремлением привлечь ко всем этим “высоким материям” ученых физико-технического профиля и математиков. При этом подчеркивалось, что их помощь геологам обещает привести к весьма масштабным научным открытиям в области наук о Земле.

Не могу не сказать, что слово “хаотические” я употребил тогда с большим душевным трепетом, так как все в геологии представлялось упорядоченным (циклы, ритмы, периоды). Если же речь шла об эволюции, то она нередко понималась как поступательный направленный процесс с “железной поступью”. Лишь для сейсмологов такой термин был близким. В этом отношении первостепенное значение принадлежит работам В.И. Кейлиса-Борока.

Что же касается термина “нелинейность”, то применительно к такой области, как металлогения, он был использован А.Д. Щегловым и И.Н. Говоровым уже в 1985 г.

В том же выступлении затрагивалась и еще одна тема, тесно связанная с предыдущей. Указывалось, что назрела необходимость изучать крутые переломы, катастрофические явления, “революции” в геологической истории, но уже с современных методологических позиций. Оставлять эту тему и далее без внимания казалось глубоко ошибочным для дальнейшего развития фундаментальной геологии.

Следующие две публикации автора (написанные совместно с коллегами), тематически, пожалуй, наиболее разработанные, относятся к 1989 и 1990 гг. Первая из них выдвигает и разносторонне обосновывает модель глубинной каскадной конвекции [8]. Модель отражает сложное движение мантийных тепломассопотоков, зарождающихся в земном ядре, что является причиной возникновения конвективных ячеек, которые весьма различны по размерам, распространены на разных расстояниях от ядра и гетерохронны. На предложенной схеме каскадной конвекции были показаны три ее фазы: а – слабая конвекция в нижней части мантии, возможная при малом избытке тепла и химическом составе, близком к составу внешнего ядра; б – более сложная конвективная структура, когда большой запас плавучести вещества приводит к выносу масс к границе верхней мантии; с – конвективное возмущение,

затрагивающее и верхнюю мантию, где мощный тепломассопоток резко дифференцирован.

Предложенная концепция дополнительно аргументировалась результатами лабораторного и численного моделирования конвективных процессов.

Было подчеркнуто, что пространственная и временная аритмичность геолого-геофизических явлений отражает высокую надкритичность конвекции, наличие в ее поведении аттрактора.

Отсюда оставался всего лишь шаг до обособления большой и принципиально важной группы общегеологических явлений нелинейного характера. Он и был сделан во второй публикации того же коллектива авторов [9].

В работе рассматривались новые примеры вещественных и структурных неоднородностей тектоносферы. Речь шла о провинциальных особенностях базальтов океанов (выявленных, в частности, исследованиями по проекту “Литос”); результатах изучения с этой же точки зрения гипербазитовой части офиолитов и корневых зон габбро-гипербазитовых серий; структурных неоднородностях, как глобальных, так и региональных. Среди последних обращено внимание на неоднородности, возникшие вследствие тектонического расслоения тектоносферы. В отношении тектоники вообще сказано: “Предпринималось множество попыток представить тектогенез Земли как упорядоченный процесс. Но из всех доступных данных о неоднородностях следует, что основным свойством структурообразующих процессов является нелинейность. В связи с этим не следует переоценивать представления о строгой периодичности, цикличности и синхронности тектонических эпох и фаз” ([9] с. 6).

Что касается современной геофизики, то она пестрит данными о всевозможных неоднородностях, проявленных не только в тектоносфере, но и во всем объеме мантии. Пионерными работами в этой области являются публикации О.Л. Кузнецова, относящиеся к периоду 1980 - 1990 гг.

В итоге в статье отмечалось, что “имеющиеся данные свидетельствуют о существовании в тектоносфере вещественных, структурных, геофизических и геодинамических неоднородностей, разномасштабных, проявляющихся на разных уровнях, нерегулярных по латерали и динамичных во времени. Это позволяет констатировать – утверждалось далее – нелинейность порождающих их процессов и как следствие – детерминированную хаотичность” ([9], с. 7). В подтверждение этих заключений приводились некоторые данные из новейших работ в области небесной механики, в которых отмечено, что ныне фактически уже пересмотрено представление Лапласа и Лагранжа о квазипериодическом движении планет Солнечной системы и ее самой в сторону большей нерегулярности, чем до сих пор считалось. В них выяснено также, что не только плане-

ты, но и их спутники временами движутся хаотически, а пробелы в поясе астероидов объясняются хаотическими изменениями орбит этих тел.

“Таким образом, – говорится в заключении, – нелинейность систем проявляется в очень широком диапазоне: от сейсмогенных процессов через широкий класс тектонических явлений к движениям Солнечной системы”.

В конечном счете сформулировано определение нелинейной геодинамики как специальной дисциплины тектоники, которая изучает особенности неупорядоченного проявления во времени и в пространстве отдельных структурообразующих движений или их совокупностей во всей тектоносфере, связанных с взаимодействием различных внутрипланетных или внепланетных факторов.

Две последующие публикации: “Тектоника океанов и нелинейная геодинамика” и “Вещественные неоднородности океанской литосферы и геодинамические следствия” [7, 10], охватывая обширный круг явлений, раскрывают тему более грубоко, расставив при этом все точки над “i”. При этом была разработана схематическая модель, иллюстрирующая принципиальные соотношения линейной и нелинейной геодинамики геосфер в области Тихого океана. Показано сложнейшее распределение конвективных ячеек, образованных тепломассопотоками, встречные тектонические стрессы и движения. Введено представление о зонах релаксации спрединга, за пределами которых происходят независимые тектонические процессы. Соотношение континентальной и океанической литосфер в зонах активных окраин представляется в виде заходящих друг за друга тектонических клиньев с общим наклоном зоны стыка под материк.

Ряд новейших публикаций свидетельствует о том, что новые идеи в области геодинамики начали распространяться. В связи с этим интересно отметить исследование, касающееся пересмотра перспектив обнаружения в рифтовых зонах срединно-океанических хребтов крупных залежей колчеданных руд (устное сообщение И.Н. Горянова и А.С. Смекалова). Результаты поисков таких залежей, продолжавшихся в течение длительного времени, оказались мало обнадеживающими, что привело к выводу о необходимости смены стратегии их обнаружения с ориентацией

на нелинейную геодинамику. Вне сомнения, что уже в ближайшие годы внимание к нелинейной геодинамике резко возрастет, ибо вне ее нельзя осмыслить многие важные геологические явления. В немалой степени развитие нелинейной геодинамики будет определяться более активным включением в разработки физико-математического аппарата.

Заканчивая, приведу глубоко справедливые слова из книги Г. Николиса и И. Пригожина: “Символом нашего физического мира не может быть устойчивое и периодическое движение планет, что лежит в основе классической механики. Это мир неустойчивостей и флуктуаций, в конечном счете ответственных за поразительное разнообразие и богатство форм и структур, которые мы видим в окружающей нас природе” ([1], с. 7). Огромное разнообразие и богатство структур на Земле геологи давно уже видят. Остается теперь перейти к их осмыслению, в полной мере используя учение о нелинейных соотношениях природных явлений и процессов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Николис Г., Пригожин И. Познание сложного. М.: Мир, 1990. 344 с.
2. Пригожин И., Стенгерс И. Порядок из хаоса. М.: Прогресс, 1986. 432 с.
3. Пуцаровский Ю.М. Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли. М.: Наука, 1972. 222 с.
4. Пуцаровский Ю.М. Проблемы тектоники Земли в свете сравнительной планетологии // Докл. АН СССР. 1978. Т. 241. № 4. С. 903 - 905.
5. Пуцаровский Ю.М. Особенности геологической истории Тихоокеанской области Земли. М.: Наука, 1986. 30 с.
6. Пуцаровский Ю.М. Выступление на Годичном Общем собрании Академии наук СССР. // Вестник АН СССР. 1987. № 8. С. 60, 61.
7. Пуцаровский Ю.М. Тектоника океанов и нелинейная геодинамика // Докл. РАН, 1992. Т. 324. № 1. С. 157 - 161.
8. Пуцаровский Ю.М., Новиков В.Л., Савельев А.А., Фадеев В.Е. Гетерогенность мантии и конвекция // Геотектоника. 1989. № 5. С. 3 - 13.
9. Пуцаровский Ю.М., Новиков В.Л., Савельев А.А., Фадеев В.Е. Неоднородности и конвекция в тектоносфере // Геотектоника. 1990. № 5. С. 3 - 8.
10. Пуцаровский Ю.М., Пейве А.А. Вещественные неоднородности океанской литосферы и геодинамические следствия // Геотектоника. 1992. № 4. С. 15 - 26.

Non-Linear Geodynamics (author's credo)

Yu. M. Pushcharovsky

Non-linear geodynamics now is a popular direction in geotectonic studies. The Earth's structure-forming processes are so complicated that none of the former general geologic paradigms could account for any more than part of them. Both in terms of time and space, these processes are strongly variable and equivocal, resulting in intricate patterns in the structural plan of the planet. While the only reliable element is the division of the Earth into the Pacific and Indo-Atlantic segments, this division can be comprehended solely through a non-linear approach.

НЕЛИНЕЙНЫЕ ЯВЛЕНИЯ И ИХ РОЛЬ В ГЕОТЕКТОНИКЕ

© 1993 г. В. Е. Фадеев

Геологический институт РАН, Москва

Поступила в редакцию 01.07.92 г.

Предпринята попытка развития подхода к геотектоническим явлениям с позиций неравновесной термодинамики. По результатам математического моделирования предлагается рассматривать иерархию тектонических явлений на базе многоярусной конвекции. Особенное внимание уделяется типу изменения как динамического режима тектогенеза, так и бифуркационному характеру образования структурных особенностей.

В настоящее время развитие наук о Земле переходит в этап более глубоких обобщений, связанный с изменением взглядов на мобилизм, представленный в основном концепцией тектоники плит. Объясняя в грубом приближении основные глобальные особенности позднейшей эволюции Земли и формирование главных тектонических элементов, тектоника плит встречает значительные трудности в описании стадии образования континентальных и внутриплитовых структур. Построение целостной картины эволюции Земли, которая с механических позиций подходов объясняла бы как динамические особенности, так и геологические циклы, является задачей современной теоретической тектоники. Неслучайно, что в последнее время появились попытки глубокого переосмысливания роли катастроф в истории Земли [1] и геохимии планеты в начальную стадию ее образования [3]. Кроме того, в геологические науки стали проникать идеи школы И. Пригожина, связанные с поведением физических систем вдали от состояния равновесия и нелинейными эффектами. Эволюция систем такого рода, к которым относится и наша планета, проходит ряд динамических состояний, описание которых непривычно для ученого, воспитанного на классической физике.

Развитие наук о Земле переходит в стадию математизации, которая связана с потребностью как более глубокого познания геологических процессов, так и возможно точного предсказания путей образования и мест размещения полезных ископаемых, решения геоэкологических проблем.

Уровень глубины проникновения математических методов в разделах геологических наук различен. В одних – это только описание и формальный анализ, в других – необходимый инструмент. К этому следует добавить решение технологических и экологических задач, описания процессов в верхней части литосферы, которые замыкают круг вопросов, решаемых математической геологией.

Разнообразие задач математической геологии, качество математического аппарата связаны, прежде всего, с масштабами, которые занимает рассматриваемый объект во временной, пространственной и энергетической иерархии. Это необходимо всегда иметь в виду, так как подчас трудно формально разорвать или изолировать изучаемый объект или процесс от таковых большего или меньшего масштаба.

В то же время количество влияющих факторов может быть настолько велико, что современные вычислительные методы неспособны их удовлетворительно учесть. По этой причине вероятностный подход при решении макроскопических геологических явлений независимо сосуществует с детерминистским. Можно услышать скептическое мнение о математических детерминистских моделях в силу того, что геологическими методами изучается множество сосуществующих явлений разных, в основном малых масштабов, каждое из которых может определять качественную сторону более общего процесса.

Происходящие в Земле геологические процессы определяются физическими, механическими и химическими явлениями, каждое из которых может быть описано детерминистскими уравнениями. С другой стороны, наиболее употребляемый в нефтяной геологии, петрологии и геологии полезных ископаемых математический аппарат использует вероятностные методы.

С точки зрения детерминистского подхода вероятностное описание считается не более чем полезным приемом, к которому прибегают либо по причинам, когда детерминистские уравнения трудно применить или решить точно, либо от того, что для описания данных геологических явлений нет удовлетворительной модели, которую можно было бы формализовать, не искажая физическую сущность процесса. При этом, с моей точки зрения, существует заблуждение “детерминистов”, что вероятностное описание, применяемое в настоящее время в каком-либо

разделе геологии, может быть выведено из детерминистских уравнений, хотя до сих пор нет работ, показывающих конкретно, как этот вывод можно было бы сделать.

Хотелось бы обратить внимание на существование двух ярко выраженных, явно противоположных взглядов на геологические процессы – как на случайные и детерминистские. С моей точки зрения, следует поставить вопрос несколько иначе – о сосуществовании случайных и детерминистских режимов в геологических процессах различной масштабности, не разделяя на системы преимущественно случайные или детерминистские.

Для объяснения основной темы данной работы обратимся к известному примеру поднимающейся от сигареты струйки дыма. Оторвавшийся перегретый поток дыма имеет вид плотной струи и описание массо-, теплопереноса при этом можно сделать на детерминистском уровне. Нет причин полагать, что и дальнейшее движение каждой точки струи (ее траектории) не описывается детерминистскими уравнениями. Однако мы видим переход в хаотический пространственно-временной режим – турбулентность, которую можно описать, привлекая аппарат статистической динамики. В данном случае мы видим переход от структурированного движения к неупорядоченному, хаосу.

Хаос – обычное явление во многих физических процессах, тем более таких разномасштабных и многофакторных, как геологические. Описание перехода механической системы из упорядоченного режима в неупорядоченный связано с развитием методов нелинейной динамики. Основной вывод, который следует из исследований нелинейных процессов, заключается в том, что детерминированные системы могут вести себя хаотически, когда последовательность состояний имеет будущее, не определяемое прошлым системы. Таким образом, когда геологическая система представляет собой отражение хаотического режима, то ее нельзя описать с помощью конечного алгоритма, а содержащаяся в описании информация бесконечна и неуплотняема.

Значит ли это, что геологические процессы невозможно строго описывать и математическое моделирование в геологии обречено на неудачу? Прежде чем перейти к обсуждению данной темы, заметим, что представление о случайности основано на предположении о невозможности точных наблюдений или вычислений и, наоборот, детерминистский подход предполагает бесконечную точность.

В нехаотической системе ошибка наблюдений или описания какого-либо явления возрастает медленно, в хаотических режимах экспоненциально быстро и детерминированность утрачивает смысл. С этой точки зрения, вычлняя какой-

либо процесс из общей геологической ситуации, можно перейти к детерминированному описанию. Например, это можно сделать при описании фильтрации углеводородов в осадочных породах или метасоматической зональности распределения химических компонентов в рудоносной жиле и т.п. В данном случае важно указать масштаб явления как во временной и пространственной, так и энергетической шкалах.

При изучении процессов, происходящих в нашей планете, мы встречаемся с большим разнообразием физически неустойчивых ситуаций. Переходы из одного состояния в другое связаны с резким изменением физических полей (скорости, уровень напряжений и т.д.) во времени, а передача таких переходов в подсистемы меньших масштабов типична для эволюции Земли [4].

Обратимся к характерным особенностям динамических переходов, которые используются при моделировании планетарной конвекции. Это, прежде всего, переход подогреваемой, однородной вязкой жидкости из состояния равновесия в новое состояние, которое связано с организованным движением по замкнутым траекториям (рис. 1а). В случае покоя мы имеем дело с пространственно когерентной структурой, каждый элемент которой неразличим. Нарушение равновесия связано с преодолением силами плавучести сопротивления вязкости жидкости, которое происходит при определенном характеристическом параметре Релея –

$$Ra_T = \frac{\alpha g \Delta T d^3}{\nu \kappa} \quad (\text{где}$$

α – коэффициент теплового расширения, ΔT – разность температуры, g – ускорение силы тяжести, ν – кинематическая вязкость, κ – температуропроводность, d – размеры области). Параметр Релея зависит также от граничных условий. Переход через критическое значение параметра Ra_T^* сопровождается изменением однородного состояния в пространственно неоднородную структуру. На графиках изменения амплитуды движений от Ra_T показаны типы переходов – “мягкий” тип и “жесткий” тип. В том и другом случае это означает резкое изменение динамического состояния – катастрофу. Под катастрофой понимается скачкообразное изменение состояния системы, возникающее как внезапный отклик на плавное изменение внешних условий. Отметим, что если до потери устойчивости все физические поля определялись на основе линейных соотношений, то после перехода, благодаря конвективному переносу, возникают нелинейные связи, которые при значительном увеличении числа Релея перебрасывают систему в хаотическое состояние, определяемое турбулентностью. Переход от покоя к структурированному движению может происходить как в жестком, так и мягком режиме, при этом направление движе-

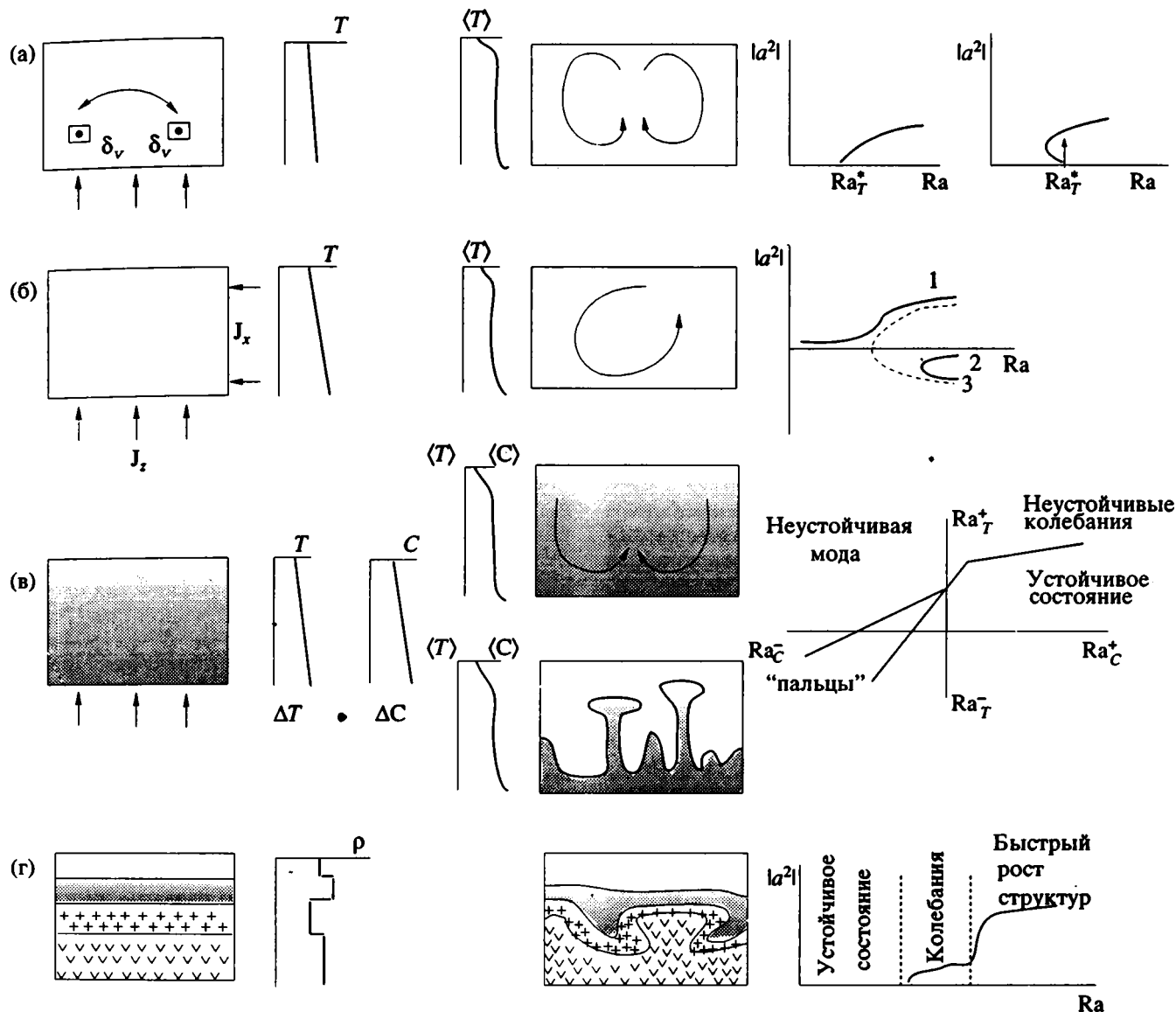


Рис. 1. Примеры неустойчивых состояний в вязких системах при наличии градиентов физических полей. а – подогрев вязкой однородной жидкости. Последовательно показаны: начальная температура, распределение средних температур, тип движений, характер перехода от состояния покоя в конвекцию; б – подогрев вязкой однородной жидкости снизу и сбоку (малое возмущение). Последовательно показаны: начальная и средние температуры, формирование одноячейковой конвекции и более сложный тип перехода из состояния покоя; в – характер движений в вязкой, неоднородной жидкости с тяжелым компонентом. Последовательно показаны: начальные поля температур и концентраций, различные типы динамического состояния при различных значениях параметров Рейля; г – неустойчивость стратифицированной по плотности системы. Показана начальная структура распределения плотности, тип движений и изменение режимов при переходе из неравновесного в равновесное состояние (образование диссипативных структур).

ния в ячейке зависит от случайных малых флуктуаций в момент перехода. Если система может переходить в два или более новых состояний при одном типе воздействия, то такое качественное поведение называется в широком смысле “бифуркация”. Для нас важно, что физическая система запоминает действие малого возмущения (случайная составляющая), в то время как при численном моделировании этот аспект поведения отсутствует.

Случай второй (рис. 1б) аналогичен первому, но приложено малое конечное возмущение, связанное с боковым теплотокотом. Система переходит также в пространственно структурированное состояние, но схема перехода значительно отличается от первого случая. Появляются два устойчивых конвективных движения (ветви 1 и 3) и неустойчивое состояние (ветвь 2). Переход системы в состояние 1 или 3 зависит от бесконечно малых флуктуаций в момент достижения критического числа Ra_T^* .

Рассмотрим случаи неустойчивости систем, которые кроме температурного воздействия подвержены плотностной стратификации за счет изменения концентрации тяжелого компонента или химического состава. В первом случае (рис. 1в) имеет место диффузионное размешивание и кроме температурного числа Релея

вводится диффузионный $Ra_d = \frac{\beta g \Delta C d^3}{\nu D}$ (где D –

коэффициент диффузии, ΔC – разница в концентрации, β – коэффициент изменения плотности на единицу концентрации). В силу независимости разности температур ΔT и концентраций ΔC между границами слоя параметры Ra_d и Ra_T могут принимать как положительные, так и отрицательные значения. Это означает, что элемент “жидкости” может иметь отрицательную плавучесть при высокой температуре и высокой концентрации тяжелого компонента и наоборот. Данная система при подогреве недостаточном для конвекции может расслоиться, если скорость седиментации выше диффузионного перемешивания. Система может находиться в состоянии покоя, несмотря на то, что каждый элемент различим по концентрации. Наконец, при расслоении за счет подогрева она теряет устойчивость и тяжелая страта поднимается в виде диапиров различной конфигурации. Во всех случаях переход в новое состояние сопровождается резким изменением скорости движений, что и отражено на рис. 1в.

Обратим внимание на то, что во всех случаях движение вещества приводит к формированию физических полей, средние значения которых имеют высокие градиенты вблизи границ рассматриваемой системы. Чем выше скорость движений, тем высокоградиентные зоны тоньше. Эти зоны получили название пограничных слоев. Существование пограничных слоев играет значительную роль в эволюции Земли.

Перейдем к последнему примеру неустойчивости изначально стратифицированной системы (рис. 1г). В данном примере нижние слои имеют меньшую плотность, чем верхние. Эта ситуация в гравитационном поле механически неустойчива. Любое возмущение приводит к конвективному движению и возникновению структур типа куполов или диапиров. Система подобного рода очень чувствительна к возмущениям, а количество куполов и их форма “помнят” тип возмущения. Важной особенностью развития подобных структур является изменение скорости их развития во времени. Если условно разбить отрезок времени формирования куполов на сто интервалов, то пятьдесят интервалов она практически колебательные движения и затем быстро развивается.

Приведенные примеры определяют класс явлений, сочетание и взаимодействие которых

составляют сущность большинства геологических процессов. Это прежде всего неравновесное состояние, характерное для всех эволюционных систем, которые отличаются как запоминанием локальных состояний или малых флуктуаций физических параметров, так и усилением их, что приводит к новым физическим и структурным многообразиям. Отличительной их чертой является наличие бифуркационных переходов к новым состояниям, нарушение принципа суперпозиции и симметрии.

Наша планета является неизолированной термодинамической системой, которая обменивается энергией с внешней средой, что отражается в наличии теплопотока и различии многих переменных состояния с глубиной. Эта нетождественность с внешней средой определяет неравновесное состояние Земли в целом. Кроме того, различие переменных состояния в самом теле планеты вызывает тепло- и массопотоки, нарушающие равновесие.

Наличие центрально-симметричного гравитационного поля у Земли накладывает значительное ограничение как на характер эволюции, так и на структурные состояния. К этому следует добавить наличие существенно вязких свойств вещества, которые зависят от температуры. Это позволяет определить планету как диссипативную систему, что означает существование резких динамических переходов в процессе эволюции планеты с образованием нерегулярных, некогерентных, хаотических структур с длительными периодами относительного покоя, консервирующими эти структуры. Такое состояние асимптотической устойчивости можно назвать “притягивающим хаосом”. Изучая данные геофизики или геологии, мы часто встречаем случаи типичные, сопоставимые, классифицируемые, внутри которых по разному выглядят структурные элементы более мелкого масштаба. Это так называемый хаос внутри когерентных структур.

На рис. 2 представлены варианты развития неоднородностей планеты. За начальное состояние принято распределение плотности, которое может осуществиться при формировании оболочек, в частности, ядра планеты. Процесс дифференциации планеты, который нельзя отрицать, связан с существованием гравитационного поля. Общий принцип или тенденция просты – более тяжелые неоднородности должны погружаться, а более легкие выбрасываются к поверхности планеты. Условная граница раздела между оболочкой, где больше легкого вещества, и оболочкой, где больше тяжелого вещества, продвигается от поверхности планеты. В процессе эволюции эта условная граница является не только границей раздела вещественного состава, но и разного уровня температур, так как внутренняя оболочка, уменьшаясь в размере, будет накапливать все больше тяжелого вещества и работа этого про-

цесса в гравитационном поле приводит к накоплению энергии. Значительное повышение температуры внутренней оболочки приведет к резкому уменьшению ее вязкости, что изменит скорость движения неоднородностей в ней и в верхнюю часть внутренней оболочки выбросится более легкое, перегретое вещество. Таким образом, динамический переход эволюции планеты к двухъярусной конвекции приводит к состоянию относительного покоя с неравновесным распределением плотности. Мы приходим к ситуации, приведенной в четвертом примере (рис. 1г). В этом начальном состоянии верхняя оболочка подвергается интенсивному нагреву и одновременно воздействию неустойчивости легкого слоя.

Сочетание тепловой и химикоплотностной конвекции приводит к тому, что глобальная картина движений имеет тип Бернардовской конвекции (рис. 1а), а региональная часть связана с Релей-Тейлоровской неустойчивостью (рис. 1в). В зависимости от величины плавучести и локального перегрева интенсивность поднятия плотностных неоднородностей может быть разная в различных секторах планеты. Различаться может и режим перемешивания. В одних случаях это поднятие масс до уровня потери плавучести и их растекание в ограниченные слои, в других – вынос к поверхности и на нее и, наконец, турбулентный режим по схеме, показанной в нижней

части рис. 2. Турбулентный режим приводит к структуре размешивания неоднородностей, которые по геофизическим данным будут выглядеть как большое количество небольших по размеру замкнутых тел, распределенных по всей глубине внешней оболочки мантии. В первых двух случаях воздействие поднявшихся неоднородностей будет выражаться не только в перестройке структуры литосферы, но и в ее значительном прогреве. В зависимости от величины перегрева самой неоднородности в ее верхней части может образоваться расплавленное вещество, которое будет внедряться в литосферу, сбрасывая избыток тепла. Если расплав не образуется, то перегретое вещество неоднородности создает условия для возможного конвективного движения в самой литосфере или коре, что приводит к явлению, отличающемуся высокой степенью метаморфизма или гранитогнейсовой тектоникой. Последние два случая показаны на рис. 2 в правой части. Уровень потери плавучести неоднородностей, поднимающихся с границы ядра следует сопоставить с глубиной астеносон. Таким образом, основные нелинейные эффекты нами связываются с наличием выброса вещества с границы формирующегося ядра планеты, потерей плавучести и прогревом вышележащих толщ, что определяет многоярусную конвекцию [4, 5]. Основы математи-

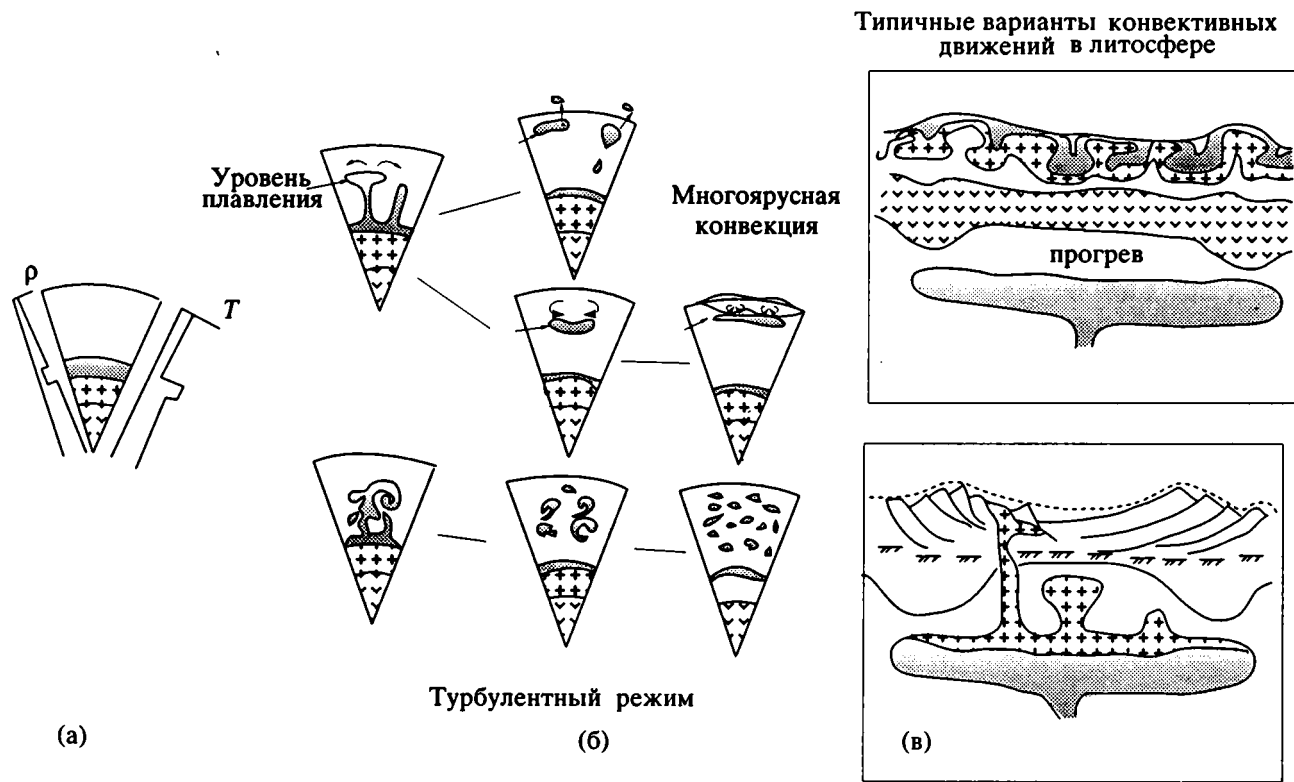


Рис. 2. Модель многоярусной конвекции и ее возможные режимы. а – расслоение оболочек при формировании ядра планеты; б – различные сценарии поднятия плотностных неоднородностей с границы ядра; в – конвективные движения в литосфере, вызванные воздействием поднимающихся мантийных перегретых неоднородностей.

ческой модели анализа глобальной конвекции предложенного типа изложены в монографии [2].

Обратимся к данным по реологии горных пород при различных температурных режимах и уровне напряжений. Например, большая разница в параметрах перехода основных и кислых пород из линейной в нелинейную область вязких течений, а затем в пластическую область деформаций приводит к реологическому расслоению литосферы. Это означает, что при воздействии мантийных течений сложно устроенная в вещественном отношении литосфера будет при деформации иметь структуру, включающую все виды деформаций: образование литопластин, складок и тектонического меланжа. Деформация земной коры в виде региональных складок, осложненных надвигами, отражает переход в тектонически расслоенное состояние. Перенос масс в данном случае является переходом от относительного движения малых объемов (вязкое течение) в более коллективное (блоки или пластины), которое осуществляется при достижении критического состояния. При этом отмечается гистерезис по характерным параметрам, т.е. переход в вязкое состояние также происходит скачком, но при меньшем значении управляющего параметра. В полосе значений параметров прямого и обратного перехода существует возможность множественных решений.

Следует отметить, что при деформации литосферы существует возможность появления на поверхности мантийных пород и, с другой стороны, коровых образований ниже границы Мохо.

Таким образом, выше изложены основные моменты нелинейных процессов, которые играют значительную роль для нашего понимания текто-

генеза. Они показывают, что при анализе причин образования тех или иных тектонических структур не всегда поверхностные проявления соответствуют причинам, расположенным непосредственно под ними или вблизи от них.

Тем самым автор развивает представления, излагавшиеся в предшествующих публикациях [2, 4, 5], ставя перед геологами и учеными, которые занимаются математическим моделированием геологических процессов, вопросы, связанные с нелинейными явлениями как в геотектонике, так и других разделах геологической науки.

Нам хотелось бы также обратить внимание на нелинейные свойства физических процессов при переходе из одного уровня в другой по иерархии масштабов и энергии.

ЛИТЕРАТУРА

1. Катастрофы и история Земли. Ред. У. Берггрэн, Дж. Ван Кауверинг. М.: Мир, 1986. 271 с.
2. Мясников В.П., Фадеев В.Е. Гидродинамические модели эволюции Земли и планет земной группы. М.: ВИНТИ, 1980. 207 с.
3. Озима М. Глобальная эволюция Земли. М.: Мир, 1990, 164 с.
4. Пуцаровский Ю.М., Новиков В.Л., Савельев А.А., Фадеев В.Е. Гетерогенность мантии и конвекция // Геотектоника. 1989. № 5. С. 3 - 13.
5. Пуцаровский Ю.М., Новиков В.Л., Савельев А.А., Фадеев В.Е. Неоднородности и конвекция в тектоносфере // Геотектоника. 1990. № 5. С. 3 - 8.

Рецензент: А.А. Савельев

Non-Linear Phenomena and Its Role in Geotectonics

V. E. Fadeev

It is presented the approach for geotectonic on the base non-equilibrium thermodynamic mathematical modeling. The tectonical phenomenas are proposed to observe on the ground the multipleture convection. The type of movement and dynamical regime of tectonical processes are depended on bifurcation and fluctuations in the methastable state.

УДК 551.24.

ЭВОЛЮЦИЯ СИСТЕМЫ ЗЕМЛЯ–ЛУНА И ЕЕ МЕСТО СРЕДИ ПРОБЛЕМ НЕЛИНЕЙНОЙ ГЕОДИНАМИКИ

© 1993 г. Ю. Н. Авсюк

Институт физики Земли РАН, Москва

Поступила в редакцию 16.09.92 г.

Обсуждается круг проблем, охватываемых нелинейной геодинамикой. В качестве примера подробно рассматривается механизм приливной эволюции системы Земля–Луна, нелинейная связь факторов, управляющих эволюцией. Следствия схемы эволюции сопоставляются с природными процессами, зафиксированными исторической геологией.

1. В ряде опубликованных работ [11 - 13] Ю.М. Пушаровский поставил на обсуждение геологов и геофизиков проблему нелинейности, своевременности вовлечения ее в исследования взаимосвязанности природных геологических процессов. Автор отметил, что в геологическом разделе естествознания имеются работы, в которых проблема нелинейности обсуждается применительно к конкретным процессам [5, 19], но в сопоставлении с физической химией объем таких работ незначителен. В разделе химической физики или физической химии, в особенности благодаря работам И. Пригожина, прогресс познания взаимосвязанности порядка и хаоса молекулярных соединений громадный. Обсуждение этих проблем проводится с широким захватом конкретных примеров с обобщенными выводами, распространяющимися практически на все уровни размеров тел и соединений, которые доступны исследованиям [9]. Понятно, что геофизика как составная часть наук о Земле должна иметь свои примеры. Использование нелинейных эффектов при изучении среды сейсмическими методами описано в литературе и имеет прикладное значение. Имеются также и глобальные процессы, в изучении которых геофизика принимает участие, назовем один из них – процесс изменения скорости вращения Земли и сосредоточим на нем наше внимание. Нелинейность предопределяет направленность хода этого процесса, а так как хранителем эталона времени был и остается период осевого вращения Земли, то можно ожидать, что на этом примере окажется возможным в наиболее наглядной форме обсудить завуалированные эффекты нелинейности.

2. Согласно определениям, данным в физической энциклопедии [17], одна из наиболее существенных особенностей нелинейных систем – это нарушение в них принципа суперпозиции. Принцип суперпозиции – отсутствие взаимного влияния. Например, мы можем рассматривать приливное влияние Луны и приливное влияние Солнца как независимые влияния. В этом случае

используется суперпозиция. Но если мы учтем перераспределение углового момента в системе, то необходимо будет нарушить суперпозицию и ввести дополнительные члены, зависящие от взаимной ориентировки Земли, Луны и Солнца, т.е. нелинейные эффекты. Пока это только иллюстрации ключевых понятий нелинейности на конкретных известных геологам и геофизикам образах. По всей видимости, в самом процессе познания скрыты (как и в деятельности всего живого) элементы нелинейности. Необходимость в их изучении не всегда выступает на первый план. В ряде случаев, особенно при технической реализации подмеченных закономерностей природы, ими бывает целесообразно пренебрегать. Поэтому, говоря о творцах механики, можно полагать, что им была понятна проблематика нелинейности, но перед ними часто стояли практические проблемы. Они были вынуждены обосновывать и объяснять их в упрощенных образах. К тому же они отчетливо понимали, что отведенный им интервал жизни несоизмеримо мал, по сравнению с временем, необходимым для корректного объяснения системы мира. Но каждый из них, как говорил И. Ньютон, опирался на научное наследие предшественников.

Не углубляясь далеко в историю становления физики, объектом исследований которой на первых этапах была Земля, в объемах сопоставимых с современными, отметим следующее. Когда И. Ньютон доказывал связь приливов, лунных неравенств, прецессии с законом всемирного тяготения, он вынужден был быть предельно лаконичным. Объяснения должны были быть четкими, так как теория И. Ньютона переживала становление. Поэтому очень показателен случай, когда по поводу введения дополнительных членов в формулу И. Ньютона, предложенных геометром и физиком А. Клеро, великий натуралист Ж. Бюффон возразил словами: “Всякий физический закон лишь потому является законом, что его выражение обладает единственностью и простотой” [3, с. 256]. И там же [3, с. 256]: “Нам

предлагают – нечто произвольное вместо того, чтобы воспроизводить истину”. На этом примере видно, что предчувствие простоты было неявным критерием отбора правильного от неправильно. Поэтому творец теории вынужден был этапу своего исследования придавать законченный вид. Это отводило удар по всей теории и облегчало работу последователям, которые, конечно, понимали степень незавершенности и в большинстве случаев без особого шума делали следующий шаг приближения. Придавая изложению “Системы мира” вид стройной теории, П. Лаплас в то же время замечал, что среднее движение Луны и ее апогея еще не получаются в достаточной точности. В дальнейшем степень незавершенности лунной теории обнаруживалась исследованиями Эйлера, Адамса, Делоне, Пуанкаре, Броуна, Ньюкомба и других видных астрономов. При этом обнаружилось, что одна из выявленных невязок в сравнении вычисленного и наблюдаемого положения Луны обусловлена изменением скорости вращения Земли, с которой астрономические наблюдения. Таким образом, изучение хранителя времени имеет длительную подготовку по совершенству теории и сбору наблюдательного материала. Перейдем к обсуждению геофизической стороны этой проблемы.

3. Начнем сразу с того, что теория движения Луны одновременно является теорией движения Земли вокруг центра масс Земля–Луна, который называют барицентром. Плоскость эклиптики является плоскостью годового движения барицентра, а не одной Земли. Это наблюдательный факт. Размер орбиты Земли вокруг барицентра измеряется, и ее значение входит в фундаментальные постоянные астрономии. В последнее время была измерена доплеровским методом и скорость движения Земли вокруг барицентра. Поэтому месячное движение Земли так же, как месячное движение Луны вокруг барицентра, – объективная реальность, а не вычислительный прием (рис. 1). Теория движения Луны обычно излагается как теория ее движения вокруг Земли. Это делается из удобства сравнения материалов наблюдений с Земли за Луной с теорией, которая приведена к тому же пункту, откуда проводятся наблюдения. Теория движения Луны, частный вопрос классической динамики (за которой укоренилось название небесная механика), рассматривает небесные тела как материальные точки, обладающие кинетической энергией орбитального движения T и потенциальной энергией гравитационного взаимодействия U . При таком взаимодействии осуществляются только переход одного вида энергии в другой ($U \leftrightarrow T$) без каких-либо потерь. Понятно, что эта ситуация подобна движению математического маятника без трения, у которого прошлое похоже на будущее и нет направленности времени. Чтобы появилась стрела времени, в описательной схеме должен появиться диссипативный фактор, который способ-

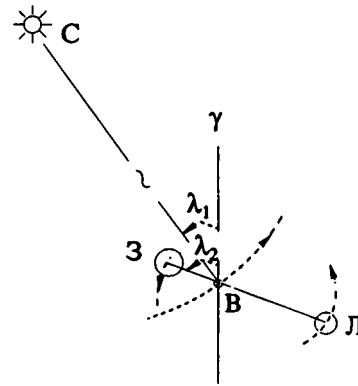


Рис. 1. Схема орбитального движения системы Земля – Луна вокруг Солнца. Долготы: λ_1 – годовое движение барицентра (В) вокруг Солнца (С), λ_2 – месячное движение вокруг барицентра (В) Земли (З) и Луны (Л). Нелинейные возмущения связаны с $(\lambda_2 - \lambda_1)$. Долготы отсчитываются от линии Вγ. Размеры орбит для наглядности утрированы, фактически расстояние $BZ = 0.8 R$; $BL = 60 R$, где R – радиус Земли.

ствовал бы небольшой потерей энергии в каждом цикле, так, чтобы прошлое несколько отличалось от будущего. В проблеме эволюции небесных тел достаточно отойти от точечных размеров, приписать телам их конкретные размеры и не считать слагающую их материю идеальной (идеально упругой, идеально текучей, абсолютно жесткой). При таком описании в баланс энергии, помимо T и U , войдут характеристики энергии осевого вращения небесных тел и энергия взаимодействия между частицами, слагающими эти тела. Неидеальность их внутреннего строения позволит рассматривать тепловые потери. Таким образом, появится небольшой “сток энергии”, превращения ее в тепло на каждом обороте осевого вращения (пропорцию такого “отчисления” оценивают обычно через коэффициент добротности Q , разный для разных материалов). Устойчивым состоянием системы при таком взаимодействии, т.е. ее аттрактором, будет выход на режим минимальной мощности потерь, на режим соизмеримости продолжительности периодов орбитального движения и осевого вращения. Хорошо известно обращение Луны вокруг барицентра, при постоянной ориентации одной (видимой) стороной к Земле. В этом случае период вращения t равен сидерическому периоду орбитального движения t_c , т.е. $t = t_c$. Такой случай не единичный. Все ближайшие к Юпитеру спутники синхронны, ближайшие спутники Сатурна также синхронны. Можно считать, что синхронизация обращения–вращения есть аттрактор близких спутников в системе планета–спутник.

4. Несколько слов о факторе, обуславливающем диссипативные потери. Таким фактором в небесной механике является приливная сила. Хотя описание процедуры вычисления приливной силы дано во многих книгах и учебниках [6, 7, 16],

ее физическая сущность не всегда охарактеризована строго. Во многих руководствах допускаются для наглядности упрощения, искажающие содержательную часть определения приливной силы. Приведем неупрощенное объяснение природы приливной силы. Приливная сила есть векторная разность между силами притяжения внешних масс M_i , действующих на произвольно расположенную частицу δm исследуемого тела, минус сила инерции этой частицы (т.е. произведение массы частицы на абсолютное ускорение исследуемого тела $-\delta m \bar{a}_0$). В конкретных образах рассуждения о нахождении приливной силы можно построить следующим образом. Если мы рассматриваем гравитационное взаимодействие двух точечных масс, одно из них исследуемое, то вектор силы гравитационного взаимодействия между точечными телами совпадает по направлению с вектором абсолютного ускорения, т.е. эти векторы коллинеарны (рис. 2) Если теперь исследуемое тело представить не как точку,

а как ансамбль частиц $M_0 = \sum_1^n \delta m$, имеющий конкретные геометрические размеры, то вектор силы взаимодействия частицы $\bar{F} = f \frac{M_1 \delta m}{\rho_1^3} \bar{\rho}_1$ с внешней точечной массой не будет коллинеарен с вектором абсолютного ускорения \bar{a}_0 исследуемого тела (рис. 3). Т.е. из каждой силы, приложенной к каждой частице, определенная часть идет на формирование ускоренного движения ансамбля, т.е на формирование \bar{a}_0 , а часть расходуется на нагружение сил связи между частицами. Эта часть в терминологии Делаμβера носит название: "потерянные силы". При гравитационном взаимодействии небесных тел потерянные силы

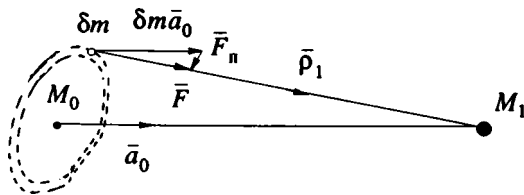


Рис. 3. Случай, когда тело M_0 имеет конкретные размеры. Вектор гравитационного взаимодействия \bar{F} произвольной частицы δm тела M_0 с телом M_1 не коллинеарен с вектором \bar{a}_0 абсолютного ускорения тела M_0 .

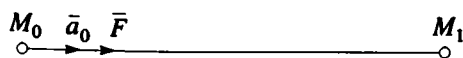


Рис. 2. Расположение вектора силы притяжения \bar{F} и ускорения \bar{a}_0 в случае взаимодействия точечных масс M_0 и M_1 .

суть приливные силы. Процедура нахождения приливных сил \bar{F}_n несложна: надо от силы, приложенной к частице, т.е. от $\bar{F} = f \frac{M_1 \delta m}{\rho_1^3} \bar{\rho}_1$ векторно вычесть долю, ушедшую на формирование движения тела как целого, т.е. $\delta m \bar{a}_0$ – силу инерции.

Таким образом (рис. 3), $F_n = f \frac{M_1 \delta m}{\rho_1^3} \bar{\rho}_1 - \delta m \bar{a}_0$, где

$\bar{\rho}_1$ – расстояние между внешним телом массы M_1 и частицей δm исследуемого тела, f – гравитационная постоянная. Если исследуемое тело взаимодействует со многими внешними телами, то первый член правой части будет записан в виде суммы сил, приложенных к частице. Приливная сила зависит от расстояний $\bar{\rho}_i$ и масс M_i внешних тел и от характера собственного ускоренного движения \bar{a}_0 :

$$\begin{aligned} \bar{F}_n &= \sum_1^n f \frac{M_i \delta m}{\rho_i^3} \bar{\rho}_i - \delta m \bar{a}_0 = \\ &= \left[\sum_1^n f \frac{M_i \delta m}{\rho_i^3} \bar{\rho}_i - \delta m \bar{a}_1 \right] - \delta m \bar{a}_2. \end{aligned} \quad (1)$$

Из этой формулы видно, что приливная сила "приобщает" каждый небесный объект к характеру движений всех тел, входящих в систему. В Солнечной системе имеются как планеты без спутников, так и планеты с одним и со многими спутниками. Характеристики приливной силы, вычисляемые по единой методике, тем не менее будут иметь в каждом случае свою индивидуальную структуру. Так, если бы система состояла из двух сферически симметричных шаров, которые были бы к тому же абсолютно жесткие, недеформируемые, то формула (1) соответствовала бы кеплеровскому движению. (Это был бы аналог жесткого математического маятника.) Угловой момент между осевым вращением и орбитальным движением исследуемого тела в кеплеровском случае не перераспределяется. Такое ограничение наложено формой (сферически симметричной) и агрегатным составом (абсолютно твердое). Понятно, что это идеализация. И эта идеализация удобна для последовательного объяснения от простого к сложному. Таким образом, в каждой приливной силе есть кеплеровская часть, которую мы вычисляем, считая движение невозмущенным (члены в квадратной скобке формулы (1)), но также есть и возмущенные члены – $\delta m \bar{a}_2$ в формуле (1), которые приводят в соответствие идеализацию с реальным движением.

По расположению к Солнцу планеты подразделяются на внутренние и внешние. В случае, если планета внутренняя, у нее планетные возмущения больше, чем у внешней. У планеты со спутником возмущения от Солнца больше, чем у планеты без спутника. Т.е. ассортимент достаточно широкий при одних и тех же определяющих факторах (формула (1)), но при различии размеров, масс и места в Солнечной системе. Эти вопросы подробно рассмотрены в руководствах по небесной механике и в статьях [14, 18]; здесь более углубленное изложение было бы утомительным. Оказывается, что такой параметр, как расстояние от Солнца, хотя и является важным, но не единственным фактором, могущим влиять на эволюцию. Так, высказанное великим химиком С. Аррениусом предположение, что Марс – прошлое Земли, Земля – наша современность, Венера – будущее Земли, может быть поставлено под сомнение. Эволюция планеты с массивным спутником должна быть отлична от эволюции планеты без спутников и планеты со спутниками, имеющими малые массы, из соображений различия модуля приливных сил и их изменений по ходу эволюции размера орбиты. В табл. 1 приведены характеристики невозмущенной F_{nb} и возмущенной части приливного воздействия F_b и их отношения F_b / F_{nb} для основных планет солнечной системы. Из табл. 1 видно, что система Земля – Луна по отношению F_b / F_{nb} уникальна в Солнечной системе и мы вправе ожидать от нее уникального характера эволюции. Здесь можно использовать аналогии с бифуркациями И. Пригожина. Действительно, у планеты без спутника (Венеры) эволюция пошла по одной ветви, у планеты Земля с массивным спутником (масса Луны составляет 1/81 от массы Земли) эволюция пошла по другой ветви. И суть ветвления обусловлена нелинейными членами, на которые на первых этапах исследований обращалось мало внимания. Поэтому нелинейные эффекты налицо в динамических системах и нелинейная геодинамика начинается с того момента, как мы осознаем, что Земля не является изолированным телом, а рассмотрение процессов в статическом приближении упускает из рассмотрения важные для эволюции нелинейные эффекты. На стадии исследования структурного строения Земли методами сейсмологии, гравиметрии, геодезии, геотермики и др. насущной необходимости в нелинейных методах не ощущалось. В настоящее время положение изменилось, и предложенное Ю.М. Пушаровским обсуждение нелинейных эффектов в геодинимике своевременно. На примере эволюции есть возможность конкретно показать нелинейные члены. Это возмущения, дополняющие суперпозицию невозмущенных характеристик приливной силы, рассчитанных по формуле Лапласа для Земля–Луны, с одной стороны, и барицентра – Солнца, с другой. Формулу Лапласа в большинстве учебников [7, 16], с нашей

точки зрения, объясняют упрощенно статически как разность сил притяжения, приложенных к произвольно расположенной частице и к такой же частице в центре Земли. При таком упрощении утрачиваются динамический характер природы приливных сил и эволюционные следствия ее воздействия на исследуемое тело.

5. Покажем, что схема приливной эволюции системы Земля–Луна без расширения исходных предпосылок дает объяснение основным геодинамическим процессам, имевшим место в геологической истории Земли. Очень важно, что проявление хода эволюции в различных процессах допускает оценку энергетических затрат, а, следовательно, намечает их соподчиненность и взаимосвязанность. В то же время нелинейные эффекты, содержащиеся в схеме эволюции, не позволяют проводить неограниченную во времени реконструкцию геодинамических процессов. Временная шкала реконструкций ограничена нашими знаниями (или незнаниями) факторов, управляющих эволюцией, таких, как изменение объема глобальной гидросферы и изменения в ядре Земли. На интервал времени порядка одного миллиарда лет примерная экстраполяция процессов от известных на настоящее время значений параметров может быть проведена с оценкой примерных доверительных интервалов. На большие промежутки времени как в прошлое, так и в будущее построения становятся фрагментарными по отдельным процессам без надежного обоснования их взаимосвязанности.

Еще раз повторим, что приливная эволюция – объективное природное явление, исходные положения ее теоретической схемы бесспорны и ограничения реконструкции следствий схемы обусловлены нелинейным характером развития факторов, управляющих эволюцией. По приливной эволюции системы Земля–Луна написаны статьи, монографии [4, 10, 15]. В этих работах, как мы уже говорили, не было обращено достаточного внимания на нелинейные эффекты. Поэтому проведенная в них линейная экстраполяция процессов как в прошлое, так и в будущее создала видимость завершенности реконструкции. В действительности такая реконструкция очень груба, она отражает только самое общее свойство приливной эволюции – факт потери скорости вращения Земли во времени. Детали хода процесса эволюции в этих работах не раскрыты из-за использования суперпозиции приливного влияния Луны и Солнца и линейной экстраполяции изменения параметров системы во времени.

Повторим рассуждения, сопутствующие объяснению (рис. 4) механизма эволюционной перестройки системы Земля–Луна. Гравитационное взаимодействие между Луной и приливной деформацией гидросферы (при положительном угле ϵ) ускоряет орбитальное движение Луны и тормозит осевое вращение Земли. Траектория

Таблица 1. Характеристика невозмущенной F_{nb} и возмущенной части приливного воздействия F_b и их отношения F_b / F_{nb} для основных планет солнечной системы

Название планеты – спутника	Массы: M – планеты, m – спутника в г	m / M	Расстояние планета – спутник, см	Приливная сила, cm/c^2					
				На планете			На спутнике		
				F_{nb}	F_b	F_b / F_{nb}	F'_{nb}	F'_b	F'_b / F'_{nb}
Земля – Луна	6.0×10^{27} 73.5×10^{24}	1.2×10^{-2}	3.84×10^{10}	56×10^{-6}	19×10^{-6}	0.34	1.23×10^{-3}	1.5×10^{-3}	1
Юпитер – Ио	1.89×10^{30} 73×10^{24}	3.9×10^{-5}	4.2×10^{10}	11.7×10^{-5}	0.45×10^{-9}	10^{-4}	0.3	1.2×10^{-5}	10^{-4}
Европа	48×10^{24}	2.5×10^{-5}	6.71×10^{10}	1.9×10^{-6}	0.47×10^{-9}	10^{-3}	6.2×10^{-2}	1.8×10^{-5}	10^{-3}
Ганимед	154×10^{24}	8.1×10^{-5}	10.7×10^{10}	1.5×10^{-6}	2.6×10^{-9}	10^{-3}	2.7×10^{-2}	3.0×10^{-5}	10^{-3}
Каллисто	95×10^{24}	5.0×10^{-5}	18.83×10^{10}	1.7×10^{-7}	2.6×10^{-9}	10^{-2}	4.5×10^{-3}	5.3×10^{-5}	10^{-2}
Сатурн – Мимас	5.71×10^{29} 0.04×10^{24}	0.7×10^{-7}	1.86×10^{10}	2.5×10^{-6}	0.6×10^{-13}	10^{-7}	1.6×10^{-2}	0.8×10^{-6}	10^{-4}
Энцелад	0.08×10^{24}	1.4×10^{-7}	2.38×10^{10}	2.4×10^{-6}	1.5×10^{-13}	10^{-7}	8.5×10^{-2}	1.1×10^{-6}	10^{-4}
Тетфия	0.64×10^{24}	1.1×10^{-6}	2.95×10^{10}	10.0×10^{-6}	1.4×10^{-12}	10^{-7}	7.4×10^{-2}	1.3×10^{-6}	10^{-4}
Уран – Ариель	0.87×10^{29} 1.3×10^{24}	1.5×10^{-5}	1.92×10^{10}	30×10^{-6}	1.6×10^{-12}	10^{-5}	2.87×10^{-2}	1.1×10^{-7}	10^{-5}
Умбриель	0.5×10^{24}	0.6×10^{-5}	2.67×10^{10}	4×10^{-6}	0.9×10^{-12}	10^{-5}	7.0×10^{-3}	1.5×10^{-7}	10^{-4}
Нептун – Тритон	1.03×10^{29} 140×10^{24}	1.36×10^{-3}	3.55×10^{10}	52×10^{-5}	0.6×10^{-10}	10^{-3}	2.9×10^{-2}	0.4×10^{-7}	10^{-4}

ухода Луны имеет вид разматывающейся спирали с малым шагом по радиусу Земля–Луна, пропорциональным модулю приливного воздействия Луны на Землю. В работах [4, 10, 15] приливное воздействие Луны вычислялось по формуле Лапласа, соответствующей кеплеровскому движению (члены в квадратной скобке формулы (1)). Эти члены, обозначим их как F_{nb} , монотонно уменьшаются по мере роста расстояния Земля–Луна. Понятно, что изменение всех параметров системы, т.е. ее эволюция, будет в этом случае также монотонным. Возмущение от Солнца F_b в этих исследованиях не привлекалось к рассмотрению. А оно также входит в описание приливной силы (см. формулу (1)). Возмущение орбитального движения Земли (равное градиенту поля Солнца, умноженному на расстояние между центром Земли и центром масс Земля–Луна) по модулю составляет $19 \times 10^{-6} cm/c^2$, величина одного

порядка с невозмущенными членами приливного воздействия Луны и Солнца, которые оцениваются как $58 \times 10^{-6} cm/c^2$ и $25 \times 10^{-6} cm/c^2$ соответственно. Значения F_{nb} , F_b и сумма $F_{nb} + F_b$ для различных расстояний Земля – Луна приведены на рис. 5. Тенденция хода суммарного значения отличается от хода F_{nb} ; с некоторого расстояния оно перестает быть монотонно убывающей, появляется перегиб, где уменьшение модуля сменяется его постепенным ростом, что можно рассматривать как качественную предпосылку реализации колебательного режима.

Схема с результирующей деформацией гидросферы (см. рис. 4), большая полюсь которой смещена относительно линии, соединяющей центры Земли и Луны, является, конечно, упрощенным, но наглядным представлением зависимости момента сил N от угла ϵ . В монотонном варианте эволюции, как уже говорилось, рассматривалась твердая однородная Земля, покрытая гидросферой. В обсуждаемом примере в рассмотрение вводится модель структурно неоднородной Земли с внутренним строением, соответствующим современным сейсмологическим исследованиям. Рассматривается Земля, состоящая из гидросферы, покрывающей жесткую оболочку (кору, мантию), и полости, заполненной жидкостью (ядро), внутри которой “взвешено” внутреннее твердое ядро радиусом порядка 1200 км. По модулю приливной силы, действующей в центре



Рис. 4. Схема, поясняющая общую идею приливной эволюции. Притяжение между Луной и результирующей приливной деформацией гидросферы Земли (пунктирный контур), смещенной на угол ϵ относительно линии, соединяющей центры O и L , создает момент сил N , управляющий изменением орбитальных и вращательных параметров системы Земля–Луна.

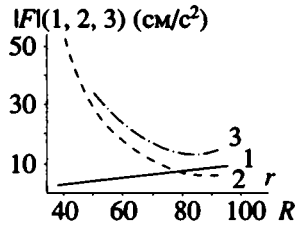


Рис. 5. Изменение модуля невозмущенной F_0 (2), возмущенной F_δ (1) частей приливной силы и их суммы $F_0 + F_\delta$ (3), с изменением расстояния r между Землей и Луной (в радиусах Земли — R).

Земли, с учетом коэффициента жесткости связи ядра с Землей оцениваются смещения внутреннего ядра для разных расстояний Земля — Луна (в диапазоне от 20 до 80 R) и соответствующие этим смещениям изменения силы тяжести δg на поверхности. Динамика процесса перемещения внутреннего ядра в полости, заполненной жидкостью, когда ядро и окружающая его жидкость вращаются со скоростью суточного вращения Земли, требует самостоятельного обсуждения и интересна при решении вопросов генерации магнитного поля.

На наличие смещения ядра косвенным образом указывают магнитометрические измерения, а также астрономические наблюдения службы широт за перемещением оси вращения в теле Земли. Установлено однозначное соответствие частотных характеристик процесса изменчивости широт (движения географических полюсов) с частотами приливного силового воздействия в центре Земли [1]. Поэтому процесс изменчивости широт в определенной мере отражает эффект смещения внутреннего ядра и можно об этом эффекте говорить не только как о теоретически возможном, но и как о регистрируемом процессе. Статистические оценки величины перемещения внутреннего ядра показывают, что изменения силы притяжения δg на поверхности, вызванные этими перемещениями, соизмеримы с величиной прямого приливного эффекта и, следовательно, эти δg играют роль в формировании динамической фигуры гидросферы.

Если взять огибающую амплитуд полусуточного прилива и нанести ее значения по оси абсцисс на график, где по оси времени отложены фазы Луны (синодическое время), то можно непосредственно убедиться, что результирующая деформация гидросферы перемещается с постоянным запаздыванием к лунному движению. Это запаздывание составляет 1.5 суток (Лаплас дал значение 1.50724 суток), или в градусной мере $\sim 20^\circ$.

И. Ньютон [8] обращал внимание на эту особенность фазового запаздывания гидросферы по отношению к приливному воздействию. Так, он писал: “Таким образом, наибольший прилив бывает немного позднее или немного ранее сорок третьего часа после новолуния или полнолуния,

так как приливы происходят в этом порту приблизительно в седьмом часу после прохождения Луны через меридиан места, поэтому полная вода непосредственно следует за прохождением Луны через меридиан, когда Луна отстаёт от Солнца или от противостояния с ним на 18 или 19° в прямом направлении” [8, с. 586]. Мы пока не можем от аналогий перейти к объяснению, но так как в природных процессах имеется фазовый сдвиг в 18°, то мы вправе включить эту характеристику в свою схему и считать пока $\epsilon_2 \sim 18^\circ$. Для структурно неоднородной Земли момент результирующий деформации N теперь будет представлен в виде суммы момента N_1 , соответствующего прямому приливному воздействию, и момента N_2 , соответствующего изменению силы тяжести из-за смещения внутреннего ядра. Придерживаясь этой схематизации, несложно показать, что при сопоставлении N_1 и N_2 все одинаковые параметры сократятся и в отношении моментов N_1 / N_2 войдет отношение $F_n \sin \epsilon_1 / \delta g \sin \epsilon_2$.

Располагая значениями отношений моментов, можно выделить значение r , при котором N_1 становится равным N_2 . На этом расстоянии ход эволюции будет претерпевать изменение. Луна, пройдя этот рубеж, будет продолжать удаляться, но с постоянным уменьшением скорости по радиусу орбиты, пока на некотором расстоянии скорость не изменит знака и не начнется возвратное движение. При возвратном движении Луна пройдет рубеж $N_1 = N_2$ с максимальной скоростью и будет продолжать приближаться к Земле, но теперь уже затормаживаясь моментом N_1 , пока не достигнет положения наибольшего сближения, где скорость сближения изменит знак (рис. 6). Эта эволюция движения подобна колебаниям маятника, когда маятник начинает двигаться из отклоненного положения, проходит вертикаль точки подвеса с максимальной скоростью, затормаживаясь, поднимается к противоположному отклоненному положению, где скорость меняет знак и начинается возвратное движение цикла. Диапазон ухода — прихода находится в зависимости от “возможностей” кинетической энергии вращения планеты, и поэтому его величина ограничена. В рассматриваемом нами варианте эволюции энергетический баланс не нарушается. Зная современное значение изменения кинетической энергии вращения Земли, равное 2.7×10^{19} эрг/с $\sim 2 \times 10^{12}$ Вт, можно оценить диапазон “прихода — ухода” Луны, приняв значение продолжительности цикла за 200 млн. лет. В недалеком будущем по материалам светолокации Луны можно будет непосредственно оценить полную энергию эволюционирующей системы Земля—Луна и продолжительность цикла эволюции. Но сейчас таких материалов нет и приходится делать предположение, что в природе известна глобальная повторяющаяся цикличность и ее можно принять за продолжительность цикла эволюции системы Земля—Луна. Это единственное предположение,

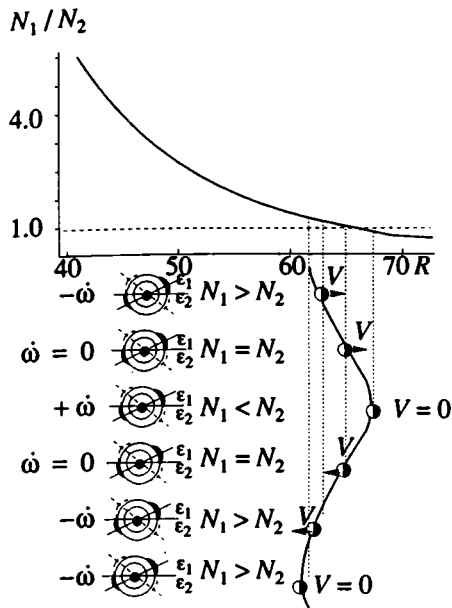


Рис. 6. Изменение отношения N_1/N_2 с изменением расстояния между Землей и Луной (r) и эволюция удаления – приближения Луны.

необходимое для совмещения временной шкалы схемы эволюции с хронологией событий, зафиксированной геологией.

6. Вполне понятно, что в колебательном варианте схемы эволюции присутствуют промежутки времени, когда Луна находилась ближе к Земле относительно ее среднего расстояния и когда Луна находилась дальше этого среднего расстояния. Поэтому можно считать, что при относительном приближении Луны наклон экватора к эклиптике α был меньше современного и это могло благоприятствовать глобальному похолоданию климата. Все климатологи сходятся в том, что ледниковые периоды являются экзогенными в истинном смысле этого слова. Поэтому изменение наклона экватора под действием притяжения Луны можно рассматривать как правдоподобное объяснение причины похолодания. В качестве ледниковых периодов климатологи рассматривают, по крайней мере, три эпохи: переход альгонка к кембрию, от карбона к перми и четвертичный период. Продолжительность времени, разделяющая последовательные оледенения, составляет 200 - 250 млн. лет. Работа кинетической энергии в единицу времени известна, она равна $N(\omega - n) = 2.7 \times 10^{19}$ эрг/с (она рассчитана по наблюдаемому “вековому ускорению” Луны). Тогда полное изменение кинетической энергии, за половину периода T между оледенениями (время, занимаемое движением от одной точки возврата к другой), равно 12×10^{34} эрг. Это значение является и мерой изменения потенциальной энергии системы, по которой диапазон перемещений Луны оценивается в 7 - 8 радиусов Земли. Современное расстояние Земля-Луна равно $60 R$.

Располагая значением диапазона “прихода-ухода” Луны, можно в первом приближении оценить изменение основных параметров системы. Вычисления перехода кинетической энергии вращения Земли в потенциальную и кинетическую энергию орбитального движения Луны позволяют оценить изменение периода вращения Земли и продолжительность сидерического месяца Луны. Флуктуация энергии в цикле порядка 10^{35} эрг достигает нескольких процентов от кинетической энергии вращения Земли. Несложно показать, что при изменении кинетической энергии на один процент, при постоянном значении момента инерции C , угловая скорость, а, следовательно, и период вращения Земли вокруг оси изменятся в диапазоне 10 минут времени. Такое изменение приводит к изменению центростремительного ускорения в пределах 10×10^{-2} см/с², что значительно превышает вариации приливной силы (современный модуль 2×10^{-4} см/с²) и может скакаться в изменении динамического сжатия Земли и соотношения экваториальной и полярной оси в диапазоне порядка 2 - 2.5 км.

Продолжительность сидерического месяца оценивается для крайних орбитальных положений Луны, в которых радикальная компонента скорости проходит через нуль и изменяет свой знак. В этих положениях можно считать движение Луны кеплеровским, и они являются крайними фазами эволюции. Следовательно, для расстояний в $55 R$, $60 R$ (современное), $65 R$ продолжительность сидерического месяца будет составлять соответственно 24, 27 и 30 суток. Вычисляя момент сил воздействия Луны на Землю для крайних положений эволюционирующей орбиты, можно оценить диапазон изменения наклона экватора к эклиптике. Он находится в пределах 10° . Чтобы была система токов, дающая современное дипольное магнитное поле в 0.6 Гс, необходим генератор мощностью 10^{14} - 10^{15} эрг/с. Для тороидального поля в 100 Гс “генератор” должен быть более мощным, порядка 10^{17} - 10^{18} эрг/с [2]. Оценки показывают, что мощность процесса перемещения ядра возмущением Солнца перекрывает верхний предел мощности “генератора” земного магнитного поля.

Так как ни одна из оценок не дает каких-либо экзотических изменений параметров системы Земля-Луна, мы вправе ожидать, что они правдоподобны. Полагаем, что последующие уточнения энергетических характеристик не затронут принципиальных положений рассматриваемого варианта схемы эволюции.

7. Древние оледенения – одни из наиболее ярких событий истории Земли, и на них можно закрепить каркас схемы приливной эволюции, считая в эти моменты, соответствующие сближению Луны с Землей для расстояний порядка $55 R$, угол наклона экватора к эклиптике минимальным ($\alpha \sim 17^\circ$). Жаркие климаты занимают (рис. 7) по времени промежуточные положения между

глобальными оледенениями. Фации черных сланцев являются показателем бескислородных событий, приуроченных к времени жаркого климата. Их приуроченность к раннему тоару (170 млн. лет), среднему девону находится в соответствии со следствиями схемы, эти периоды приходятся на $\alpha \sim 30^\circ$.

Согласно развиваемой схеме, эволюционное изменение наклона экватора может рассматриваться как длиннопериодное изменение климата. На этот медленный ход могут накладываться короткопериодные вариации, связанные с эксцентриситетом орбиты и прецессией времен года, которую рассмотрел Миланкович при обсуждении плейстоценовых оледенений. Напомним, что для объяснения изменений климата было создано несколько взаимоисключающих гипотез. Это гипотеза углекислоты Аррениуса, гипотеза солености Кларка, гипотеза Брукса-Рамзея, гипотеза вулканического пепла Брукса, гипотеза "колебаний" Солнца от "желтой" к "красной" звезде; прохождение через межзвездную пыль Хойла и Литтлтона. Во всех этих гипотезах природа цикличности остается необъясненной.

Трансгрессии и регрессии моря вызывают локальные изменения климата и определяют области осадконакопления и эрозии. Приближение Луны к Земле должно вызывать сгон воды с высоких широт и поднятия уровня в экваториальных областях. Отступления вод из экваториальных областей в полярные будут происходить при удалении Луны от Земли. Глобальная топография может существенно изменять ход трансгрессии или регрессии. Мыслима такая ситуация, когда сгон воды в более низкие широты дает возможность воде преодолеть определенные преграды и в соответствии с благоприятствующей топографией начать двигаться в высокие широты. Ясно одно, что схема эволюции в среднем предусматривает противоположные тенденции движения гидросферы высоких и низких широт: если в высоких широтах – регрессия, то в низких – трансгрессия и наоборот. Согласно схеме эволюции системы Земля-Луна ось вращения изменяет свое положение, изменяется и модуль скорости вращения. Вода, как уже говорилось, довольно быстро реагирует на эти изменения; твердый материал, образующий кору и мантию, находится в динамически поддерживаемом напряженном состоянии. При медленных перемещениях оси вращения и малых приращениях скорости вращения, что имеет место при прохождении положений наибольшего сближения и наибольшего удаления Луны относительно Земли, характерное время изменения напряженного состояния τ_1 может быть больше времени τ_2 релаксации напряжений в породах. На этих этапах эволюции снятие напряжения может реализовываться медленной перестройкой упаковки пород без больших разрушений. При быстром изменении режима вращения Земли, на схеме это прохождение Луной

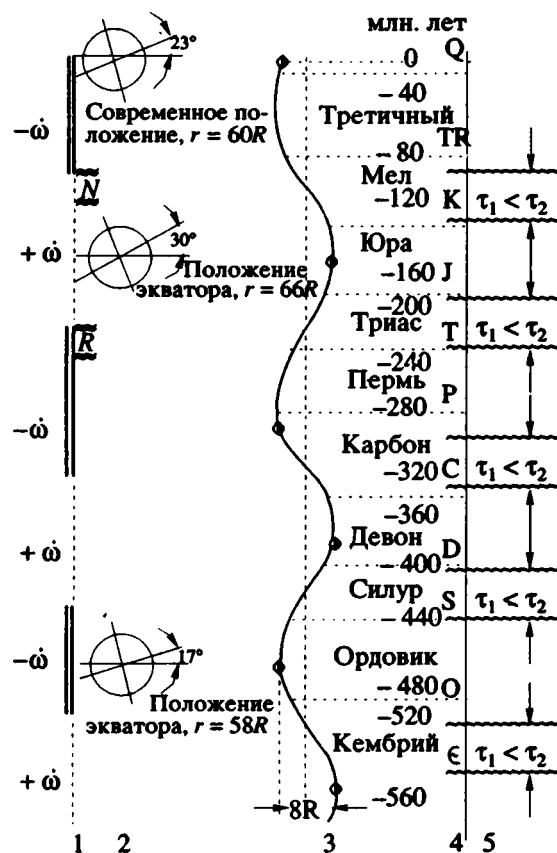


Рис. 7. Схема приливной эволюции системы Земля-Луна, совмещенная со шкалой геохронологии. 1 – интервалы ускорения $+\omega$, замедления $-\omega$ вращения Земли; известные интервалы времени, когда магнитное поле имело постоянный знак N и R без частых переполюсовок; 2 – расположения экватора относительно эклиптики в крайних положениях эволюционной кривой; 3 – кривая хода эволюции; 4 – геохронологическая шкала; 5 – примерные границы интервалов $\tau_1 < \tau_2$.

среднего положения, характерное время короче периода релаксации ($\tau_1 < \tau_2$), породы могут испытывать излом, надвиги, что-то, подобное торшению льда. Используя критерий $\tau_1 < \tau_2$, можно наметить на схеме (см. рис. 7) интервалы, благоприятствующие возникновению надвиговых образований. Окончание одного интервала от начала другого интервала будет отстоять на 40 - 60 млн. лет. Схема предусматривает цикличность, когда периоды относительного спокойствия сменяются периодами активизации. Бесспорные признаки орогенеза, отмеченные в кембрии, позднем силуре-девоне, позднем карбоне-перми-раннем триасе, поздней юре-раннем мелу, находятся в соответствии с критерием $\tau_1 < \tau_2$ и, по всей видимости, могут откорректировать схему, которая в настоящем "гладком" и симметричном виде того и требует.

Изменение режима вращения Земли существенно влияет на формирование поверхностных форм рельефа, одновременно оно сказывается и

на процессах в ядре и, следовательно, должно проявляться в характеристиках магнитного поля. Принципиальную возможность объяснения инверсий поля в рамках схемы эволюции можно усмотреть в том, что за время цикла эволюции оболочка (мантия) то находится в режиме замедления вращения $-\dot{\omega}$, то ускорения $+\dot{\omega}$ (см. рис. 7), следовательно, течение в погранслое будет изменять свой знак относительно вмороженного поля, что и необходимо для смены знака поля. Не исключено, что за генерацию поля ответственные погранслои как на границе внутреннего – внешнего ядра, так и на границе ядро–мантия. Передача и потеря вращательного момента внутренним ядром может способствовать частой переполюсовке. Характерно то, что частоты инверсий не остаются постоянными и в разные эпохи меняются от $1/10^7$ лет до $1/10^5$ лет. Эти изменения не носят монотонного характера, а являются отражением циклического процесса с периодом $T_m = 200 - 280$ млн. лет. Времена T_m “магнитные” подобны характерным “климатическим” временам T_k эволюции системы.

Есть основания рассматривать современный этап эволюции системы Земля–Луна как время отхода Луны от Земли после имевшего место в конце третичного – начала четвертичного периодов наибольшего сближения. Поэтому в земных процессах должно намечаться тенденция, соответствующая фазе “ухода”, с постепенным изменением режима циркуляции воды при ее возвращении к высоким широтам, активизацией сейсмичности, вулканизма, с климатическими изменениями.

Если принимать уровень океана за индикатор положения оси вращения, то фазе сближения Луны с Землей должен отвечать уровень, повышенный в экваториальных областях и пониженный в высоких широтах. Плоские вершины гайотов в западной части Тихого океана ($\varphi \sim 20^\circ$) лежат в среднем на глубине 700 м, в Аляскинском заливе ($\varphi \sim 40^\circ$) на глубине 400 м.

Спутниковой альтиметрией отмечается подобное рассмотренному выше систематическое расхождение между геоидом, проэкстраполированным из наземных наблюдений, и материалом непосредственной регистрации уровня океана. Поэтому можно сказать, что современные природные процессы подтверждают выбранный этап эволюции – отход Луны после имевшего место в конце третичного периода наибольшего сближения или, в крайнем случае, ему не противоречат.

8. Таким образом реконструкция приливной эволюции системы Земля–Луна объясняет первопричины изменения динамических параметров Земли и показывает, что эти изменения имеют следствия, которые в совокупности, опять же из-за нелинейной взаимосвязи, воспроизводят широкий спектр процессов, имеющих локальные особенности, связанные с различием начальных ус-

ловий и состава пород. Показательно то, что стратиграфическое подразделение на периоды находится в первом самом грубом приближении в корреляционной связи с изменениями, которые содержатся в теоретической схеме эволюции. Дело будущего – рассмотреть подробно, какие происходили изменения в биоте, как изменялись зоны обитания, ... когда в соответствии со схемой эволюции из-за изменения скорости вращения $\pm \dot{\omega}$ изменялись направления глобальных океанических течений. Например, при увеличении $+\dot{\omega}$ холодные массы начинали миграцию из высоких широт в низкие, а при уменьшении $-\dot{\omega}$ картина менялась на обратную: возникало перемещение теплых масс воды в высокие широты и такие изменения происходили на фоне не совпадающих с ними по фазе изменениями широтной инсоляции и изменениями в залегании блоков земной коры. Это иллюстрация многообразия следствий, которые сопутствуют малым изменениям широкого спектра параметров, определяющих зоны обитания биологических видов.

Таким образом, в первом приближении, нелинейные эффекты геодинамики могут быть обозначены на примере схемы приливной эволюции. Здесь нелинейная геодинамика выступает в качестве соединительного звена геологии со сравнительной планетологией и с небесной механикой. Небесная механика и планетология располагают главным образом материалами о глобальных закономерностях движения планет, спутников, описанием характеристик их осевого вращения, наклонов эксцентриситетов орбит.

В соответствии с фактическим материалом Солнечную систему можно рассматривать как упорядоченную структуру. Об упорядоченности говорит почти постоянное отношение полуосей

соседних орбит, т.е. $\frac{a_{n+1}}{a_n} \approx 1.75 \pm 0.20$, называемое

законом Тициуса–Боде; соизмеримость периодов орбитального движения Юпитера – n_1 и Сатурна – n_2 : $(2n_1 - 5n_2) \approx 0$; Плутона – n_9 и Нептуна – n_8 : $(-3n_8 - 5n_9) \approx 0$, а также ближайших спутников Юпитера (таких, как Ио, Ганимед, Каллисто), спутников Сатурна, о которых мы говорили в начале статьи. Солнечная система – это зрелая система, в которой случайности типа планетарных катастроф маловероятны, упорядоченность средних движений происходила на ранних этапах формирования системы, когда происходил как обмен импульсов при столкновении в газо-пылевом облаке, так и распределялся угловой момент посредством приливных взаимодействий, которую опять же из-за нелинейных эффектов воспроизвести в деталях затруднительно. Наблюдаемая в настоящее время корреляция в характере орбитальных движений планет говорит о слабо неравновесных условиях, характеризующих систему в целом. Похоже на то, что внутренняя энергия, связанная с радиоактивным распадом элементов Th, U, K, в

планетах не играет существенной роли, которую можно было бы взять по аналогии из эволюции звезд. По всей видимости, эволюция звезд, туманностей, звездных скоплений – процессы другого порядка, чем эволюции планет. И если процессы на Солнце можно относить к области сильно неравновесных процессов, то процессы в планетах земной группы – это процессы слабой линейной неравновесности.

Сравнительная планетология – это раздел нелинейной геодинамики, из которой основные закономерности, установленные для Земли, переносятся по аналогии в условия других планет. При этом надо, конечно, понимать, что сценарии развития других планет могут быть сильно непохожими на теоретические реконструкции. Главная проблема, которую предстоит как-то понять, это проблема образования гидросферы. И если взять Венеру, которая по всем глобальным параметрам близка к Земле, то, на наш взгляд, для нее встанет, в первую очередь, вопрос, почему планета с массивным спутником имеет гидросферу, а планета без спутника ее не имеет.

Если использовать критерии иерархии процессов, то после того, как обсуждена первопричина изменения динамических параметров планет Солнечной системы, необходимо остановиться на взаимосвязанности процессов, определяющих динамику и термодинамику структур, образовавшихся и эволюционирующих в Земле. Понятно, что при одной и той же первопричине ветвление сценариев может быть очень разнообразным. На первых этапах желательным было бы провести возможную расстановку соподчиненности процессов с соответствующими энергетическими оценками. Так, например, на наш взгляд, нелогично реконструировать глобальные характеристики осевого вращения по осредненному магнитному диполю, который энергетически поддерживается диссипативными потерями. Здесь картина должна быть обратной, необходимо в первом приближении понять перестройки течений в погранслоях, генерирующих магнитное поле, а уже после этого делать выводы о ее результирующем векторе. Это, видимо, один из важных вопросов динамики структур нелинейной геодинамики.

В тектонических реконструкциях модель блоково иерархической среды повлечет за собой переход от оболочечных моделей к сложным моделям ансамблей блоков. При этом каждый кон-

кретный ансамбль: платформенная область, горная система, океанический склон – потребует знания конкретной геологической информации, без которой реконструкции теряют эвристическую ценность. Это уже ощущается и в настоящее время, когда аналогии формирования структур Атлантики оказываются неприменимыми к областям Тихого океана. Выявляемая “патология” – один из факторов, стимулирующих дальнейшие исследования и указывающий на поиск оставшихся нераскрытыми закономерностей. Аппарат нелинейной геодинамики будет этому весьма способствовать.

ЛИТЕРАТУРА

1. Авсюк Ю.Н. Возможное объяснение процесса изменчивости широт (Чандлерово качание полюса) // Докл. АН СССР. 1980. Т. 254. № 4. С. 834 - 838.
2. Джекобе Дж. Земное ядро. М.: Мир, 1979. 305 с.
3. Идельсон Н.И. Этюды по истории небесной механики. М.: Наука, 1975. 495 с.
4. Каула У. Введение в физику планет земной группы. М.: Мир, 1971. 536 с.
5. Кузнецов О.Л. Нелинейная геофизика // Вопросы нелинейной геофизики. М.: 1981. С. 3 - 14.
6. Магницкий В.А. Внутреннее строение и физика Земли. М.: Недра, 1965. 379 с.
7. Мельхиор П. Земные приливы. М.: Мир, 1968. 482 с.
8. Ньютон И. Математические начала натуральной философии // Собрание трудов академика А.Н. Крылова. 1936. Т. VII. 696 с.
9. Пригожин И., Стенгерс И. Порядок из хаоса. М.: Прогресс, 1986. 431 с.
10. Приливы и резонансы в Солнечной системе. М.: Мир, 1975. 286 с.
11. Пуцаровский Ю.М. Проблемы тектоники Земли в свете сравнительной планетологии // Докл. АН СССР. 1978. Т. 241. № 4. С. 903 - 905.
12. Пуцаровский Ю.М. Тектоника океанов и нелинейная геодинамика // Докл. АН СССР. 1992. Т. 324. № 1.
13. Пуцаровский Ю.М. Нелинейная геодинамика (обзор публикаций). В печати.
14. Сمارт У. Небесная механика. М.: Мир, 1965. 502 с.
15. Сорохтин О.Г., Ушаков С.А. Глобальная эволюция Земли. М.: Изд-во МГУ, 1991. 446 с.
16. Стейси Ф. Физика Земли. М.: Мир, 1972. 342 с.
17. Физический энциклопедический словарь. М.: 1984. 943 с.
18. Чеботарев Г.А. Аналитические и численные методы небесной механики. М.-Л.: Наука, 1965. 366 с.
19. Шеглов А.Д. Эндогенная металлогения и тектоносфера // Геотектоника. 1990. № 5. С. 9 - 17.

Evolution of the Earth–Moon System and Its Place among Problems of Non-Linear Geodynamics

Yu. N. Avsyuk

Discussed below are a range of problems pertaining to non-linear geodynamics. An illustration is provided by a mechanism of tidal evolution in the Earth–Moon system, and a non-linear relation between the factors that control evolution. Consequences of the evolutionary model are being correlated with natural processes registered in the geologic record.

УДК 551.24(5-0106)

КОЛЛАЖ ГОНДВАНСКИХ И ПАЛЕОЗОЙСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В ИНФРАСТРУКТУРЕ АЛЬПИД СРЕДНЕГО ВОСТОКА

© 1993 г. Ю. Г. Леонов

Геологический институт РАН, Москва

Поступила в редакцию 03.02.92 г.

На примере Ирана показано, что доальпийские комплексы в альпидах Среднего Востока, располагающиеся к югу от сутуры Палеотетиса, представлены не только фрагментами эпипротерозойской Перигондванской платформы, но также фрагментами палеозойских складчатых сооружений. Их тектоническая позиция соответствует представлению о террейнах. Эти группы элементов, перемешанные друг с другом и с собственно альпийскими комплексами, образуют сложный коллаж в альпийской инфраструктуре пояса. Его наличие свидетельствует, что в ходе альпийского развития имела место крупномасштабная деструкция континентальных масс Перигондванской платформы и палеозойд, что происходили сложные латеральные перемещения фрагментов, приведшие в итоге к их перемешиванию и суперпозиции. Это особенно ярко проявлено в альпийских аккреционных сооружениях типа Хороссан-Керманской системы Восточно-Иранского (Лутского) микроконтинента.

ВВОДНЫЕ ЗАМЕЧАНИЯ

Одной из важных сторон внутриплитного тектогенеза являются деструктивные процессы, приводящие к распаду континентальных массивов (платформ). Изучение процесса распада и последующей судьбы обособившихся фрагментов, а также реконструкция первичного положения и особенностей континентальных массивов относится к числу интересных проблем тектоники платформ и подвижных поясов [6]. Интересный материал в этом плане дает альпийский пояс Среднего Востока, в строении которого принимают участие продукты разрушения разновозрастных континентальных масс.

Распад Гондваны привел к образованию фрагментов с неодинаковой последующей судьбой. Главное место принадлежало крупным континентам, сохранившим впоследствии целостность и континентальную специфику (Южная Америка, Африка и т.д.). Кроме того происходило дробление на мелкие фрагменты, многие из которых утратили свою индивидуальность благодаря тому, что были вовлечены в процессы развития смежных складчатых (подвижных) поясов и в конечном счете вошли в их инфраструктуру. В Евразии и Африке такими процессами особенно интенсивно был захвачен северный край Гондваны, фрагменты которой, разнообразные по величине и степени переработки, присутствуют в структуре складчатых сооружений, сформировавшихся на месте Тетиса.

Изучение такого рода фрагментов представляет интерес для воссоздания палеотектонической ситуации, существовавшей до раскола, само-

го процесса деструкции и для оценки масштаба латеральных перемещений, приведших рассматриваемые фрагменты в их современную позицию. Необходимым условием корректного решения этих вопросов является идентификация первичной принадлежности фрагментов, в частности, если речь идет о Гондване – уверенность в их действительном гондванском происхождении. Этот вопрос возникает при анализе доальпийских комплексов в альпийском поясе на Среднем Востоке, где некоторые из принятых представлений нуждаются в ревизии. Проблема тектонической природы доальпийских комплексов рассматривается на материале Кавказско-Иранского отрезка альпийского пояса, так как на этой территории в сравнении с Афганистаном или Памиром альпийское коллизийное сдавливание и обусловленная им покровно-надвиговая структура относительно проще.

ЮЖНЫЕ АЛЬПИДЫ И ПЕРИГОНДВАНСКАЯ ПЛАТФОРМА

Тектоническая зональность, сложившаяся на территории альпийского пояса к концу палеозоя – началу мезозоя, позволяет средневосточный отрезок пояса (между Кавказским и Пенджаб-Памирским синтаксисами) подразделить на две части: северные и южные альпиды, различающиеся характером альпийских процессов. Для рассматриваемой здесь задачи важно и то, что они различаются также составом и строением доальпийских комплексов, участвующих в их инфраструктуре. Согласно принимаемой многими схемам, северные и южные альпиды располагаются на площади двух крупнейших палеотектони-

ческих единиц, приведенных в соприкосновение в результате позднепалеозойских и раннемезозойских (раннекиммерийских) коллизионных событий: северные альпиды расположены на месте складчатой области, образовавшейся в варисскую-раннекиммерийскую эпоху на месте Палеотетиса и нарастившей собой Евразийский континент, южные альпиды (в Кавказско-Иранском секторе) – на месте края Гондванского континента, представленного Аравийско-Иранской платформой или – в более общем плане – Перигондванской эпибайкальской платформой [21].

В мезозое и кайнозое эти единицы (варисско-раннекиммерийское складчатое сооружение Палеотетиса и Перигондванская платформа) были втянуты в развитие альпийского пояса, сопровождавшееся расколом Перигондванской платформы. Ее фрагменты обладают достаточно четкими характеристиками и широко распространены на площади южных альпид.

Граница между структурами Палеотетиса и Перигондванской платформой проводится по шву, который описывается как сутура индосинийского (раннекиммерийского) возраста [29] или сутура Палеотетиса [38]. В Кавказском отрезке пояса сутура представлена Эрзинджан-Севанским (Эрзинджан-Зангезурским) швом. Его пограничное положение подтверждается тем, что к югу от него в Мисханском и Зангезурском массивах и в нескольких пунктах вблизи р. Аракс в тектонических пластинах альпийского возраста имеются выходы пород, отождествляемые с фундаментом и чехлом Перигондванской платформы [3, 4]. К северу же от Эрзинджан-Севанского шва на территории Закавказского массива развиты породы иного типа, в которых отчетливо проявлены палеозойские деформации, метаморфизм и магматизм [1, 3]. Хотя некоторые авторы, например [2, 3], считают возможным рассматривать Закавказский массив в качестве Гондванского элемента, но надежных оснований для этого нет: здесь не встречается ни пород, сопоставимых с позднепротерозойским фундаментом Перигондванской платформы, ни отложений, сходных с ее осадочным чехлом. Естественнее, видимо, видеть в Закавказском массиве часть Палеотетиса [1].

Восточнее описываемая сутура трассируется, вероятно, по системе разрывов Северного Эльбурса и далее по Мешхедскому (Южно-Копетдагскому) разрыву. В нескольких местах к северу от этих разрывов обнаружены метаморфические палеозойские породы с палеозойским возрастом метаморфизма. У города Решт это нижний палеозой, карбон и пермь(?), а у городов Горган и Мешхед – девон-верхний палеозой. Их состав свидетельствует об образовании в условиях подвижного пояса. Так, у Решта и в особенно заметном количестве у Мешхеда отмечены ультрабазиты. У Мешхеда в составе палеозойского комплекса описываются также флиш, турбидиты,

олистостромовые толщи [26]. Все это дает основание считать указанные разрывы южной границей развития палеозойских складчатых комплексов Палеотетиса [28, 49].

Концепция образования южных альпид за счет распада Перигондванской платформы существует в двух версиях. В более ранних работах принималось, что деструкция платформы и переход от платформенного (в палеозое - начале триаса) режима к геосинклинальному (в мезозое и кайнозое) происходили на месте. Вопрос о том, что раскол платформы мог сопровождаться относительным горизонтальным перемещением ее фрагментов, в то время на ставился [23, 44, 50]. Позже была разработана версия, согласно которой раскол платформы сопровождался раскрытием океана и значительным перемещением фрагментов. Такая модель для территории Ирана была впервые предложена в работе [45], затем развита и детализирована другими авторами [28]. Наиболее обстоятельно и в том числе на фоне всей средиземноморской и средневосточной частей Тетиса она рассмотрена в серии работ советских и французских авторов [18, 19, 32, 37; 38, 41]. Эти исследования показывают, что на альпийском этапе имело место дробление краевой части Перигондванской платформы, раскрытие океанских бассейнов и последующее их закрытие и коллизия отдельных блоков (микроплит, микроконтинентов). Все это происходило на фоне общего расхождения Евразийского и Гондванского континентов и последующего их сближения.

Мобилистская концепция не вызывает возражений, но спорным представляется принимаемый в указанных работах тезис о гондванском происхождении микроконтинентов, которые все без исключения рассматриваются как осколки Перигондванской платформы. Мобилистские и более ранние фиксистские версии одинаково исходят из убеждения, что на площади южных альпид кроме собственно альпийских комплексов развиты только фрагменты фундамента и чехла Перигондванской платформы без примеси каких бы то ни было иных элементов палеозойских и раннекиммерийских образований [2, 3]. Иными словами, в новых концепциях, так же как и раньше, не подвергается сомнению сохранение известной целостности Перигондванской платформы. Вырванные из нее отдельные блоки сложились, возможно, в новой, отличной от первоначальной, комбинации, но образовавшаяся мозаика состоит из вновь воссоединенных осколков все той же платформы, не разбавленных примесью чужеродных, не принадлежащих ей изначально элементов.

Хотя изложенная точка зрения разделяется в настоящее время большинством исследователей, имеющиеся данные заставляют отнести к ней критически. Реальность оказывается сложнее идеальной картины и южные альпиды представ-

ляют собой значительно более пестрый коллаж. В нем помимо фрагментов Перигондванской платформы принимают участие образования принципиально иной тектонической природы, а именно – складчатые и метаморфические комплексы палеозойского и раннекембрийского возраста, которые приходится рассматривать как фрагменты складчатых поясов соответствующих возрастов. Обоснование этого вывода, почва для которого была подготовлена некоторыми более ранними работами по Ирану [46, 48], а также публикациями последнего десятилетия [11 - 13, 16, 49], составляет главную задачу настоящей статьи. Из этого вытекает, как мы увидим дальше, заключение о более сложных, чем обычно считают, палеотектонических условиях не только в палеозое, но и на альпийском этапе и о более сложной системе латеральных перемещений в рассматриваемой части Мезотетиса. При этом наблюдаемые соотношения находят наиболее убедительное объяснение в рамках концепции террейнов.

На территории Афганистана–Памира строение альпийского пояса усложняется вследствие резкого сокращения поперечных размеров в результате интенсивной коллизии. Кроме того, к востоку от Копетдага редуцируются, а потом и полностью исчезают те части альпийского пояса, которые западнее выделяются в качестве северных альпид. Тем не менее, наиболее общие характеристики доальпийского основания, описанные западнее, в какой-то мере сохраняются и на этой территории, где также различают складчатую область Палеотетиса (на севере) и соприкасающуюся с ней Гондванскую платформу [3]. Соответственно здесь не теряют остроты главные вопросы, касающиеся состава и структурной роли доальпийских комплексов в инфраструктуре альпийского пояса.

ПАЛЕОЗОЙСКИЕ КОМПЛЕКСЫ ИРАНА

Представление о принадлежности всех доальпийских комплексов Ирана к единой венд-палеозойской платформе высказывалось разными исследователями (например, [50]), но прочно утвердилось в литературе благодаря И. Штёклину [23, 44], который показал, что на большей части территории Ирана наблюдается выдержанный разрез отложений платформенного типа. Его характерными особенностями являются: а) складчатый метаморфизованный фундамент позднепротерозойского возраста (не моложе 660 млн. лет [22]); б) лежащая на фундаменте с разрывом толща инфракембрия (венда), сложенная доломитами, терригенными красноцветами, солями, гипсами, реже вулканитами, общей мощностью не менее 2 км; в) выдержанная толща, включающая отложения от нижнего кембрия до ордовика, мощностью обычно не более 1 км; г) изменчивая по латерали и во многих случаях с большими лакунами толща отложений силура -

среднего триаса, полные разрезы которой имеются только в Эльбурсе и в некоторых элементах Хороссан-Керманской системы дуг, в остальных же районах резко сокращены в мощности либо полностью выпадают из разреза отложения в интервале от силура до карбона [7, 10]; д) однообразные отложения характерные для перми, на время которой приходится обширная морская трансгрессия. Во многих районах Ирана (в Эльбурсе, Биналуде и др.) среди инфракембрийских и палеозойских отложений встречаются вулканиты, чаще базальтового состава [13]. Практически повсеместно проявились две эпохи активизации тектонических движений, выразившиеся в воздымании и размыве: первая – в раннем девоне, вторая – на границе карбона и перми. Часть Гондванского континента, для которой характерен описанный тип разреза, фигурирует в литературе под разными названиями: Аравийско-Иранская платформа [23], Иранская субплатформа [2, 3], Периаравийская платформа. Наиболее широким является термин Перигондванская (эпибайкальская) платформа [21], который используется в данной статье.

Платформенный характер разрезов доказан для многих районов развития инфракембрийских, палеозойских и нижнетриасовых отложений Ирана. Более того, сходство разрезов этих отложений, особенно отчетливое для нижнепалеозойского интервала, на пространстве от хр. Аманус в Турции до Соляного Кряжа на Индостанской платформе, позволяет распространить этот вывод на гораздо более обширную площадь [37]. Нет оснований сомневаться в том, что все выходы пород данного типа действительно составляют части более или менее однородной Перигондванской платформы. Показательно при этом и то, что на этой обширной площади имеются не только седиментационные, но и структурные признаки платформенного чехла, выразившиеся в его несогласном залегании на метаморфическом довендском фундаменте и в отсутствии существенных доальпийских деформаций и метаморфизма.

Однако это не единственный тип палеозойского разреза в Иране. В некоторых районах с образованиями платформенного типа соседствуют или перемежаются на площади комплексы палеозойских пород другого облика, не имеющие ничего общего ни с образованиями Перигондванской платформы, ни с платформенными образованиями вообще.

Вопрос о более сложном, чем это получалось по И. Штёклину, строении доальпийского “основания” Ирана ставился ранее В.И. Браташом [5] и О. Тиле [46, 48]. Их аргументы не получили, правда, большого резонанса.

В.И. Браташ привлек внимание к значительным вариациям состава и мощности платформенного чехла, переходящего в образования миогео-

синклинального типа в выделенном им Керманско-Кашмирском прогибе. Но все-таки об образованиях, принципиально не совместимых с Перигондванской платформой, речи у него не было.

Керманско-Кашмирский прогиб является единственным претендентом на структуру не совсем платформенного типа и его разрез заслуживает специального анализа. Основанием для выделения прогиба послужила необычно большая мощность отложений кембрия - силура - до 4 км, тогда как для Ирана характерны мощности около 1 км. Необычен и факт существования в этом разрезе непрерывной последовательности отложений от кембрия до верхов силура - низов девона, в то время как на остальной территории Ирана, за исключением Эльбурса, в пределах этого стратиграфического интервала известны образования только от среднего кембрия до нижнего, местами среднего ордовика. Не менее примечательны условия залегания этой толщи. Во-первых, она присутствует в единственном пункте - в горах Деренжал, располагающихся в северной части гипотетического Керманско-Кашмирского прогиба, и поэтому не может характеризовать всей территории, выделенной в качестве этого прогиба [15]. Во-вторых, при знакомстве с оригинальными материалами геологической съемки в этом районе [42] возникает сомнение в существовании нормальной последовательности пород (рис. 1). Горы Деренжал представляют собой изолированный массив размером 35 × 15 км, сложенный породами инфракембрия (1 км), кембрия (2 - 2.3 км), ордовика (1.2 км), силура (0.65 км) и девона, несогласно залегающего на них. На расстоянии всего в несколько километров, в окружающих массив хребтах Пирхайят, Шотори, Ширгешт, отделенных от массива Деренжал полосой неоген-четвертичных осадков, выходят обычные для перигондванской палеоплатформы верхнепалеозойско-мезозойские отложения. Бросается в глаза резкое несоответствие внутренней структуры массива Деренжал и структуры окружающих пород. Породы массива смяты в довольно сложные, в том числе перевернутые складки, расчленены широкой зоной милонитов. На окружающей площади породы деформированы проще - смяты в пологие складки и разбиты на тектонические блоки. Такие стратиграфические и структурные контрасты объясняются, быть может, тем, что породы массива Деренжал представляют собой чужеродное для платформенного разреза образование, возможно, тектоническую пластину. Это, с одной стороны, ставит под сомнение реальность существования Керманско-Кашмирского прогиба, но с другой - показывает, что в составе доальпийских комплексов встречаются образования, отличающиеся от пород Перигондванской платформы.

Взгляды О. Тиле, более радикальные, чем у В.И. Браташа, на присутствие на территории Ирана палеозойских складчатых сооружений не

получили тогда заметного отклика. Отчасти это произошло потому, что не все приведенные им данные были бесспорны, но главным, по-видимому, было то, что они противоречили стройной картине платформенного развития, несовместимой, казалось, с существованием внутри платформы локальных зон палеозойской складчатости и метаморфизма. Явления же типа террейнов в те годы были неизвестны.

Сейчас ситуация изменилась. Во-первых, получены данные, доказывающие наличие в доальпийском основании складчатых и метаморфических палеозойских-раннетриасовых комплексов [11 - 16, 36, 49]. Во-вторых, доказана сложная картина альпийских горизонтальных перемещений, в ходе которых первоначальное расположение элементов доальпийского основания было нарушено [32, 41]. В-третьих, разработаны представления о террейнах, позволяющие найти объяснение фактам тесного соседства разнородных тектонических комплексов.

Выходы палеозойских-раннекеммерийских складчатых комплексов сосредоточены в основном в двух районах: в Хороссан-Керманской системе дуг и в Сенендедж-Сирджанской зоне (рис. 2). Кроме них известен еще ряд изолированных выходов - у города Торуд и в хр. Кух-е-Дом, расположенных на края пустыни Дашт-е-Кевир. Все эти породы описаны в указанных выше работах, поэтому здесь информация о них приведена в максимально сжатом виде.

В Хороссан-Керманской системе дуг рассматриваемые комплексы наиболее полно представлены в массивах Пошт-е-Бадам (на территории зоны Пошт-е-Бадам - Бафк) и Анарек (Энарек)-Хурском, располагающемся к северу от города Йезд.

Стратиграфия метаморфических пород массива Пошт-е-Бадам изучена слабо, но имеющиеся определения радиометрического возраста свидетельствуют о проявлениях палеозойских метаморфических событий: 561 - 565 млн. лет (низы палеозоя) - по слюдяным сланцам формации Ташк (Rb/Sr); 318 млн. лет (карбон) - по слюде (K/Ar), 306 - 310 млн. лет (карбон) - по амфиболитам, 280 - 350 млн. лет - по гранитам, прорывающим породы формации Ташк (K/Ar) [11]. В южной части массива Пошт-е-Бадам фиксируется раннепалеозойский термальский эпизод, отмеченный анатектическими (?) гранитами кембрийского возраста - 505 - 541 млн. лет (Rb/Sr), заключенными в протерозойских породах комплекса Саркух.

Анарек-Хурский массив изучен лучше [11 - 16]. Он сложен метаморфическими породами анарекского комплекса, представленного несколькими сложнодеформированными аллохтонами, среди которых встречаются пластины ультрабазитов и имеются следы метаморфизма высокого давления. Палеозойский возраст пород и метамор-

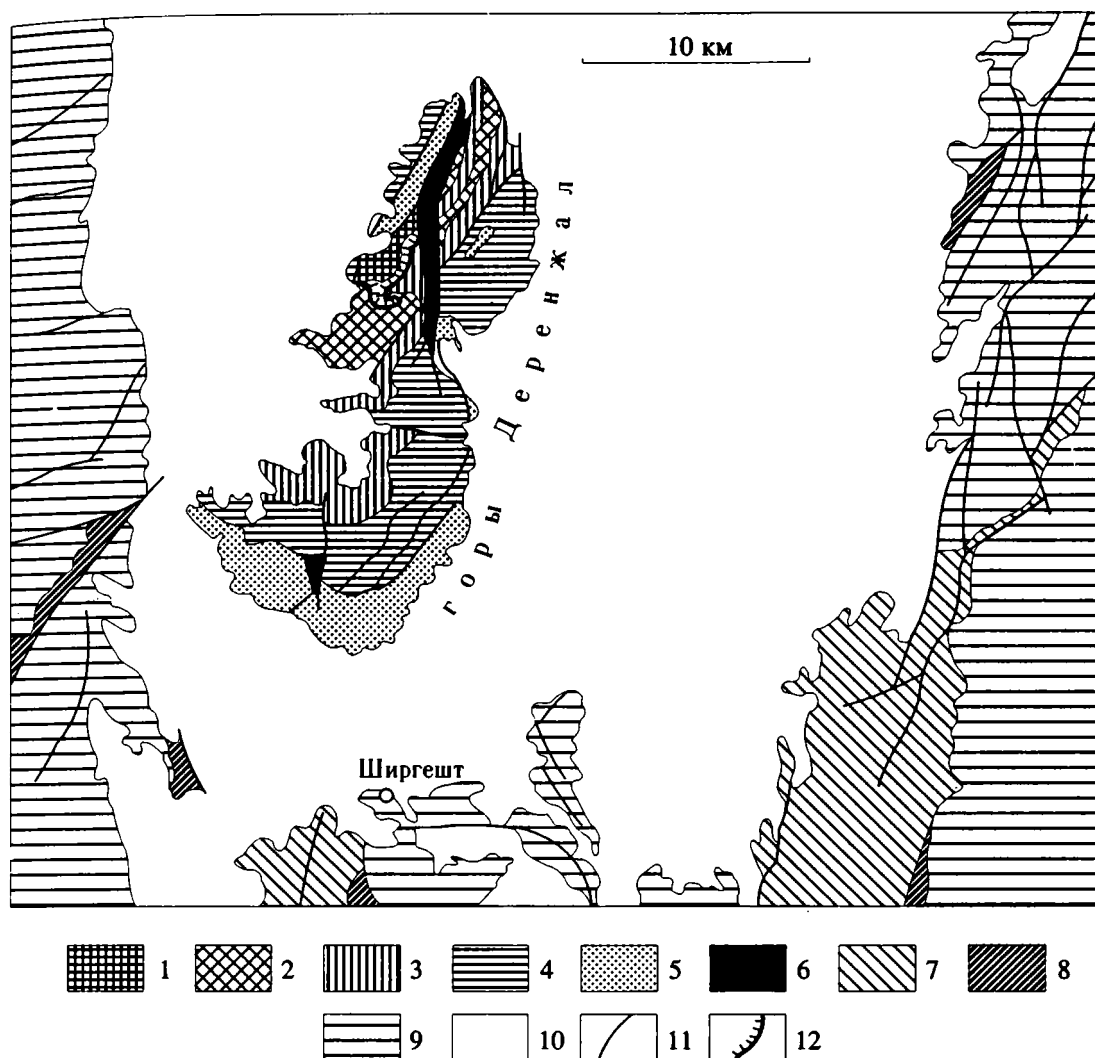


Рис. 1. Схематическая геологическая карта района горного массива Деренжал (по [42], упрощено). Местоположение района см. на рис. 2. 1 - 6 - массив Деренжал: 1 - докембрий, метаморфические породы, 2 - инфракембрий, 3 - верхи инфракембрия - низы кембрия (формация Лалун), 4 - кембрий и ордовик (группа Мила), 5 - силур и девон, 6 - зона миоценов; 7 - 10 - обрамление массива Деренжал: 7 - карбон - пермь, 8 - триас, 9 - юра, 10 - неоген - квартер; 11 - разрывы, 12 - пологие надвижки.

физма определяется по радиометрическим и палеонтологическим данным. В средней части анарекского комплекса собраны археоцеаты нижнего кембрия, возраст всего комплекса предположительно принимается в объеме венд - нижний палеозой. Возраст метаморфизма для разных пород определяется в интервале от 420 (поздний силур) до 300 - 350 (карбон) млн. лет (К/Аг), но не моложе раннего карбона, отложения которого несогласно залегают на перечисленных породах.

На территории Хороссан-Керманской системы дуг находятся еще два выхода метаморфических пород рассматриваемого типа. Один из них находится в горах Забер-Кух на северном продолжении зоны Пошт-е-Бадам-Бафк. Он представлен metabasальтами силура (?) и осадочными породами карбона и перми, метаморфизованными в зеленосланцевой фации и деформированными в

поздневарисскую - раннекеммерийскую эпоху [13]. Второй выход пород с возрастом метаморфизма 206 - 209 млн. лет (середины триаса) описан в районе г. Дехсельм на Лутской глыбе [49]. Кроме того, известны экзотические отложения нижнего - среднего палеозоя в горах Деренжал, упомянутые раньше.

В Сенендедж-Сирджанской зоне палеозойские метаморфические комплексы известны в районе городов Голпайган и Буруджирд, и в юго-восточной части зоны - в районе городов Сирджан и Исфандаг.

В первом из этих районов палеозойский возраст метаморфических пород, которые рассматриваются как реликты варисского складчатого сооружения, доказываются находками органических остатков [46 - 48], а верхний предел возраста определяется по их несогласному перекрытию отложениями верхней

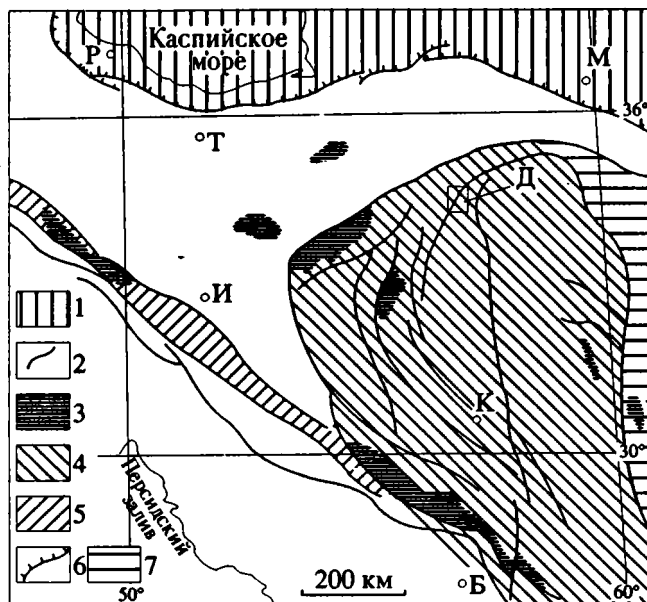


Рис. 2. Схема распространения на территории Ирана комплексов с палеозойским - раннетриасовым возрастом складчатости и метаморфизма. 1 - северные альпиды, 2 - главные разрывы (пунктир - предполагаемые), 3 - выходы комплексов с палеозойским - раннетриасовым возрастом складчатости и метаморфизма, 4 - Восточно-Иранский микроконтинент, 5 - Сенендедж-Сирджанская зона, 6 - сutura Палеотетиса (индосинийская, раннекиммерийская), 7 - Забол-Белуджистанский (Восточно-Иранский) складчатый пояс. Буквами на схеме обозначены города: Б - Бендер-Аббас, И - Исфахан, К - Керман, М - Мешхед, Р - Рейт, Т - Тегеран; Д - район гор Деренжал (см. рис. 1).

перми. Характерной чертой палеозойских структур является их поперечное простираие по отношению к альпийским.

В юго-восточной части Сенендедж-Сирджанской зоны установлены ниже- и среднепалеозойские метаморфиты, выходы которых приурочены к району между меридианами городов Нейриз и Исфандаг [36]. При этом предполагается, что полоса метаморфизованных пород этого возраста протягивается отсюда в северо-западном направлении в виде Махабад-Мануджанского метаморфического пояса, в котором проявился также и альпийский метаморфизм. Возраст метаморфизма определяется как каледонский (440 - 380 млн. лет) [36]. В работе [49] приводятся следующие цифры: 404 ± 8 - 362 ± 7 млн. лет (по биотиту; K/Ar) для метаморфитов в горах Кор-е-Сафид (в 35 км к северо-востоку от г. Нейриз); 476 ± 35 млн. лет, (по пироксену из оливиновых клинопироксенов; K/Ar) для пород в районе городов Мануджан и Нурабад. Есть и палеонтологические свидетельства палеозойского (нижнепалеозойского - девонского) возраста части метаморфических пород Сенендедж-Сирджанской зоны [28].

Метаморфические породы палеозойского - раннемезозойского возраста отмечены также в нескольких пунктах за пределами главных ареалов их распространения. К числу наиболее достоверных относятся выходы зеленосланцевых пород в хр. Кух-е-Дом с возрастом метаморфизма 208 - 220 млн. лет [13] и в районе г. Торуд [49]. Оба выхода расположены к северо-западу от разрыва Доруна.

Описанные комплексы отличаются от пород Перигондванской платформы также составом магматических образований, что обстоятельно проанализировано в статье [13], авторы которой пришли к выводу о "геосинклинальной" природе связанных с ними вулканических и вулканоплутонических, в основном базальтоидных комплексов. Среди последних встречаются даже метафидолиты реликтовых шовных зон с минеральными ассоциациями повышенного давления (глаукофан-зеленосланцевого типа). В разрезах платформенного типа такого рода магматические породы отсутствуют.

КОЛЛАЖ ГОНДВАНСКИХ И ПАЛЕОЗОЙСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ

Таким образом, в южных альпидях на территории Ирана имеются две группы доальпийских образований: а) однотипно построенные комплексы Перигондванской палеоплатформы и б) палеозойские метаморфические складчатые комплексы.

Имеющиеся данные не позволяют дать полную реконструкцию возрастной последовательности и истории становления складчатых комплексов. Но ясно, что в них представлен широкий спектр эпизодов складчатости и метаморфизма, а местами и гранитообразования, в интервале от раннего палеозоя до конца палеозоя (преимущественно карбона) - начала триаса.

Судя по приведенным выше данным, намечаются следующие, вероятно, неравноценные по своей значимости, эпизоды складчатости и метаморфизма (в млн. лет): 1 - 565 - 505 (кембрий), 2 - 476 (середина ордовика), 3 - 440 - 380 (силур - первая половина девона), 4 - 318 - 280 (карбон), 5 - 220 - 206 (середина триаса). При этом, по-видимому, максимальная активность процессов связана с эпизодами 3 и 4. Интервал 300 - 400 млн. лет рассматривается как "наиболее значительный палеозойский термотектонический эпизод" в [13]. Последние проявления метаморфизма в доальпийской истории приходятся на начало или середину триаса, т.е. отвечают раннекиммерийской эпохе. Метаморфизм этого возраста отмечается внутри и вблизи Хороссан-Керманской системы дуг и обнаружен в Сенендедж-Сирджанской зоне.

Перечисленные рубежи складчатости и метаморфизма настолько разительно отличаются от событий на Перигондванской платформе, что их трудно отождествлять с ней. Более вероятно, что

они являются либо фрагментами палеозойского складчатого пояса, формировавшегося здесь же и растащенного на куски последующими тектоническими процессами, либо экзотическими блоками (террейнами), перемещенными сюда из смежных поясов палеозойской складчатости. Предположение об экзотической природе некоторых конкретных комплексов высказывалось ранее. В частности предполагается [43, 49] экзотическое происхождение палеозойских складчатых комплексов хр. Забер-Кух (Центральный Иран), перемещенных, по мнению авторов, из района Эльбурса-Биналуда (Северный Иран). В общем виде вопрос в такой плоскости впервые поставлен в работах [13, 15], где высказано предположение о вероятности выявления в рассматриваемой части Средиземноморского пояса "складчатых систем, возникших в позднем рифее – палеозое". Сейчас данных недостаточно для надежного определения первичного местонахождения такого рода складчатых систем, но признание их существования, по-видимому, единственное убедительное объяснение наблюдаемых соотношений. В любом случае приходится признать, что первоначально – до их разрушения и растаскивания в начале альпийской эпохи – структуры Палеотетиса занимали большую площадь, распространяясь южнее области современного развития палеозойских складчатых систем.

Делались попытки связать палеозойские - раннетриасовые деформации и метаморфизм в некоторых из упоминавшихся выше районах с закрытием и сдавливанием рифтов внутри Перигондванской платформы [21, 28]. В [24] все отклонения от платформенного режима объясняются локальными движениями по разрывам. Однако интенсивность складчатости и метаморфизма, превосходящая, судя по сложной структуре и степени метаморфического изменения пород, интенсивность аналогичных процессов во внутриплатформенных зонах рифтогенной природы, вряд ли дают основания для такой интерпретации. Не подтверждается она и хронологией событий, так как эпизоды метаморфизма и, вероятно, складчатости на уровне 318 - 280 млн. лет (эпизод 4) и 220 - 206 млн. лет (эпизод 5) коррелируются в рамках точности определения возраста с импульсами рифтообразования, т.е. этапами растяжения в истории раскола Гондваны [8], а не с эпизодами сжатия рифтовых структур, что было бы естественно ожидать при данной интерпретации. Такого рода корреляция логичнее объясняется сопряженностью полярных процессов: растяжения и рифтогенных расколов на Гондванском континенте и сжатия в подвижных поясах, сопровождавшегося складчатостью и метаморфизмом. При этом наблюдения и модельные расчеты показывают, что за счет рифтогенного растяжения и погружения может произойти лишь незначительное метаморфическое преобразование пород, не превышающее уровня фации

зеленых сланцев [20]. Образование более интенсивно метаморфизованных пород таким способом объяснить, по-видимому, невозможно.

Приходится, следовательно, признать, что доальпийское основание на площади южных альпид представлено мозаикой или коллажем, состоящим из фрагментов Перигондванской платформы и палеозойских - раннекеммерийских складчатых сооружений. Вне зависимости от гипотетических вариантов палеотектонических реконструкций, ясно, что коллаж образовался за счет интенсивного латерального передвижения и перетасовки на площади первоначально обособленного друг от друга фрагментов. К событиям альпийской истории приходится, таким образом, добавить, помимо деструкции Перигондванской платформы, также разрушение и латеральное перемещение фрагментов венд - палеозойских - раннетриасовых складчатых сооружений. По всем признакам эти фрагменты следует отнести к категории террейнов.

Выходы описанных выше фрагментов палеозоя в основном сосредоточены поблизости от главных офиолитовых швов. Для Сенендедж-Сирджанской зоны это сутура Загроса, для Хороссан-Керманских дуг Восточно-Иранского массива (микроконтинента) – Центрально-Иранская сутура, окаймляющая этот массив. Такое совпадение, вероятно, не случайно. На этих участках происходила наиболее интенсивная аккреция, приведшая к сгуживанию разнородных элементов.

Для иллюстрации можно привести данные по внутреннему строению Восточно-Иранского (Лутского) микроконтинента, представляющего собой яркий пример аккреционного комплекса. Это комбинированное сооружение, размеры которого наращивались в ходе аккреции, а не осколок континента с постоянными размерами. Поэтому, кстати, микроконтинентом данное сооружение может быть названо условно.

Исследования по изучению пород офиолитовой ассоциации [9, 27, 30, 31, 33, 34, 39, 40], тектонического строения и истории этой территории [12, 17 - 19, 25, 28, 32, 35, 38, 41] показывают, что Восточно-Иранский микроконтинент обособлен от смежных тектонических элементов системой офиолитовых сутур. На севере, западе и юго-западе это дугообразная Центрально-Иранская сутура (разрывы Кевир (Доруне), Дехшир, Шахр-Бабак), на юге – так называемая "Главная офиолитовая зона" Макрана, на востоке – исключительно тектонизированный офиолитовый пояс Забол-Белуджистанской (Восточно-Иранской) складчатой системы. Окончательное закрытие бассейнов, маркируемых этими сутурами, а следовательно, и формирование каркаса современной структуры Восточно-Иранского микроконтинента в его современных границах произошло в палеоцене - раннем эоцене. К сред-

нему эоцену завершилось образование связанных с сутурами комплексов серпентинитового меланжа и аллохтонных офиолитовых масс.

Микроконтинент, заключенный в кольцо офиолитовых швов, не монолитен. Его основу, по-видимому, составляет глыба Лут со слабо проявленными альпийскими деформациями [24]. К ней с запада припрессованы разные по величине тектонические элементы, пестрый ансамбль которых описан выше под названием Хороссан-Керманской системы дуг (рис. 3, 4). Главным элементом этой сложной аккреционной системы являются "зоны": Керман-Табас, Пошт-е-Бадам – Бафк, Биабанак, Йезд, (Чах-Паланг-Баязех), Анарек. Все они отделены друг от друга крупными тектоническими нарушениями. Зоны сами по себе отличаются сложным внутренним строением, для части из них характерна покровно-надви-

говая структура [11, 16] с суперпозицией разнородных по своей природе аллохтонных масс. Эту систему нельзя рассматривать, как это сделано, например, в работе [24], как простое чередование горстов, представленных гондванскими элементами с байкальским фундаментом и венд-палеозойским платформенным чехлом, и грабенов, выполненных дислоцированными толщами юры и мела.

Особые, по сравнению с окружающей территорией, свойства коры, специфика геодинамической обстановки в области развития этого аккреционного сооружения подчеркиваются локализацией палеогенового (постколлизийного) неоген-четвертичного вулканизма. Огромные массы пород палеогенового вулканического пояса Дохтар-Урмия сосредоточены по внешней периферии Хороссан-Керманской системы (в том

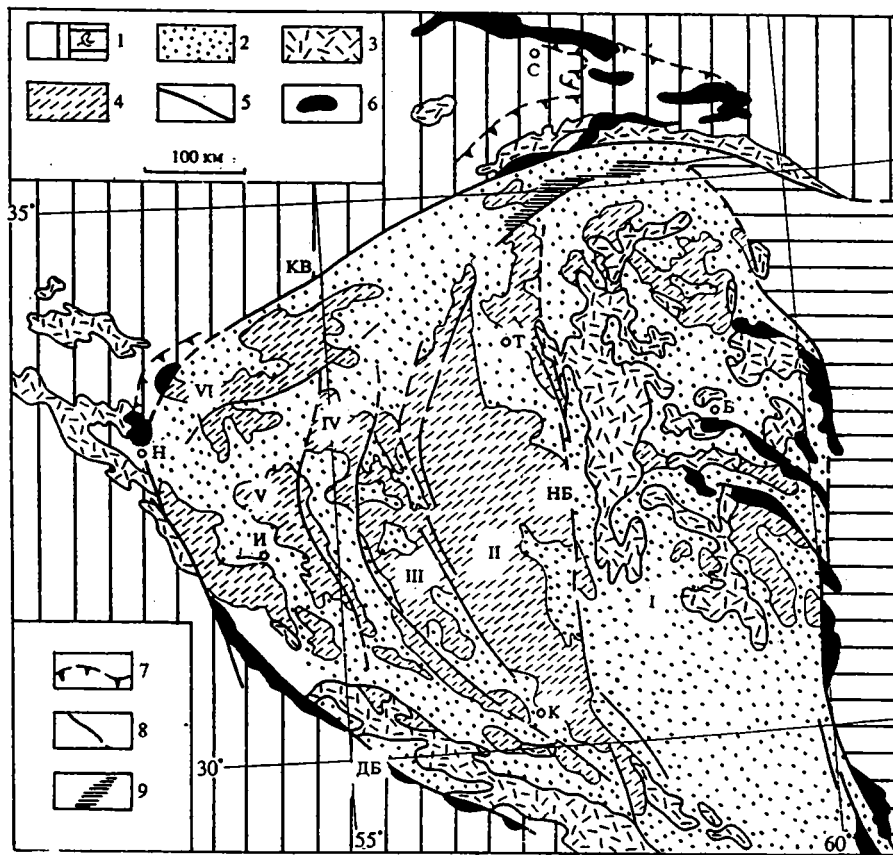


Рис. 3. Схема распределения блоков, составляющих аккреционную призму Восточно-Иранского микроконтинента. 1 – комплексы альпийского пояса вне Восточно-Иранского микроконтинента, в том числе: а – Забол-Белуджистанский пояс Восточного Ирана; 2, 3 – третичные - четвертичные - постколлизийные (постаккреционные) осадочные (2) и вулканические (пояс Дохтар-Урмия) породы (3) на площади микроконтинента; 4 – доэоценовые комплексы, подвергшиеся аккреции; 5 – офиолитовые сутуры, обрамляющие микроплиту; 6 – поля офиолитов и серпентинитового меланжа; 7 – примерные контуры аллохтонных офиолитовых масс и меланжа; 8 – разрывы на границах аккреционных дуг (пластин); 9 – пояс предполагаемых аллохтонных массивов, сложенных верхним докембрием - палеозоем (в хребтах Деренжал, Озбах-Кух, Забер-Кух). Буквами на схеме обозначены города: Б – Биржанд, Й – Йезд, К – Керман, Н – Найн, С – Себзевар, Т – Табас. Сдвоенными буквами показаны разрывы: НБ – Нэйбанд, КВ – Кевир (Доруле), ДБ – Дехшир-Бафт. Цифрами обозначены аккреционные дуги (пластины, блоки): I – Лут, II – Керман-Табас, III – Пошт-е-Бадам – Бафк, IV – Биабанак, V – Йезд (Чах-Паланг-Баязех), VI – Анарек.

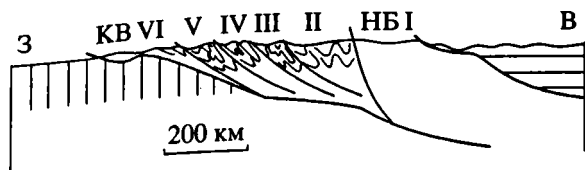


Рис. 4. Гипотетическая схема строения аккреционной призмы Восточно-Иранского микроконтинента. Вертикальная штриховка – альпийские комплексы Центрального Ирана, горизонтальная штриховка – Забол-Белуджистанский пояс; сдвоенные буквы и цифры см. на рис. 3.

числе и на глыбе Лут), аккуратно обтекая ее со всех сторон и практически не проникая внутрь нее за оконтуривающие ее сутуры.

ВЫВОДЫ

1. Вопреки сложившемуся мнению доальпийские комплексы на территории альпийского пояса к югу от сутуры Палеотетиса (южные альпиды) представлены не только осколками эпипалеозойской Перигондванской платформы, но также разрозненными фрагментами палеозойских (до раннекеммерийских) складчатых систем.

2. В палеотектонических реконструкциях для палеозоя на пространстве к югу от сутуры Палеотетиса кроме Перигондванской платформы, необходимо найти место также для палеозоид, которые впоследствии были разрушены и в виде фрагментов вовлечены в инфраструктуру южных альпид.

3. Тесное соседство и тектоническое перемешивание фрагментов Перигондванской платформы и палеозоид, этих первично пространственно разобщенных образований, свидетельствует о том, что мы имеем дело с тектонически обусловленным коллажем разнородных элементов типа террейнов. Последние в основном сосредоточены поблизости от главных офиолитовых сутур. Они входят в состав аккреционных комплексов, ярким примером которых служат совокупность разнородных элементов Хороссан-Керманской системы Восточно-Иранского (Лутского) микроконтинента.

4. Наличие коллажа свидетельствует о крупномасштабных латеральных перемещениях, сопровождавших процесс формирования этой части альпийского пояса. Альтернативный вариант, отрицающий вторичное сближение и перемешивание и, следовательно, требующий признания первичности (в палеозое) чересполосицы участков с платформенным режимом и с условиями подвижного пояса выглядит намного менее вероятным.

ЛИТЕРАТУРА

1. Адамия Ш.А., Шавишвили И.Д. Модель тектонической эволюции земной коры Кавказа и сопредельных территорий (доальпийский этап) // Геотектоника. 1979. № 1. С. 77 - 84.

2. Белов А.А. Главные домезозойские структурные зоны и история развития Средиземноморского пояса // Тектоника Средиземноморского пояса. М.: Наука, 1980. С. 55 - 66.

3. Белов А.А. Тектоническое развитие альпийской складчатой области в палеозое // Тр. ГИН АН СССР. Вып. 347. М.: Наука, 1981. 211 с.

4. Белов А.А., Соколов С.Д. Реликты мезозойской океанической коры среди кристаллических комплексов Мисханского массива Армении // Сов. геология. 1973. № 8. С. 19 - 27.

5. Браташ В.И. Керманско-Кашмерский прогиб Ирана и проблема сопряжения доюрских структур Туранской плиты и Средиземноморского пояса // Геотектоника. 1975. № 2. С. 55 - 67.

6. Гарецкий Р.Г. Основные проблемы изучения тектоники платформ // Геотектоника. 1991. № 5. С. 3 - 14.

7. Геология и рудные месторождения Среднего Востока. М.: Недра, 1973. 381 с.

8. Казьмин В.Г. Рифтовые структуры Восточной Африки – раскол континента и зарождение океана. М.: Наука, 1987. 194 с.

9. Кншпер А.Л. Океаническая кора в структуре альпийской складчатой области // Тр. ГИН АН СССР. Вып. 267. М.: Наука, 1975. 207 с.

10. Моргунов Ю.Г., Рудаков С.Г. Палеозойские (допермские) отложения Ирана и Афганистана // Изв. вузов. Геология и разведка. 1972. № 2. С. 6 - 12.

11. Перфильев Ю.С., Романько Е.Ф., Морозов Л.Н. Метаморфические комплексы в структурах Анарекского района (Иран) // Сов. геология. 1982. № 9. С. 93 - 99.

12. Перфильев Ю.С., Романько Е.Ф., Чельян М.А. Метаморфические комплексы в структуре Центрального Ирана // Геотектоника. 1983. № 6. С. 60 - 72.

13. Романько Е.Ф., Кривякин Б.Б., Мельников Б.Н. О вулканизме в палеозойской истории Иранского сегмента Средиземноморского складчатого пояса // Геотектоника. 1988. № 1. С. 80 - 91.

14. Романько Е.Ф., Морозов Л.Н. Анарек-Хурский массив в Иране: структура и история формирования // Геотектоника. 1983. № 1. С. 96 - 103.

15. Романько Е.Ф., Перфильев Ю.С. Новые данные о возрасте метаморфических пород в Центральном Иране // Сов. геология. 1985. № 10. С. 70 - 72.

16. Романько Е.Ф., Перфильев Ю.С., Морозов Л.Н. Метаморфические комплексы центрального Ирана // Геология метаморфических комплексов. Свердловск, 1985. С. 37 - 42.

17. Сборщиков И.М. Глыба Лут (В. Иран) в системе структур Альпийского пояса // Докл. АН СССР. 1979. Т. 249. № 47. С. 941 - 944.

18. Сборщиков И.М. Тектоническая эволюция восточной части океана Тетис в мезозое и кайнозое. Тр. Ин-та океанологии АН СССР. М.: Наука, 1985. Т. 121. С. 54 - 75.

19. Сборщиков И.М. Закрытие Тетиса и тектоника восточной части Альпийского пояса // Геотектоника. 1988. № 3. С. 3 - 13.

20. Фридингер П.Дж., Ревердатто В.В., Полянский О.П. Метаморфизм погружающихся осадков в рифтогенных структурах земной коры // Геология и геофизика. 1991. № 9. С. 81 - 90.

21. Хаин В.Е. Региональная тектоника. Альпийский средиземноморский пояс. М.: Недра, 1984. 343 с.
22. Хаин В.Е., Рудаков С.Г. О современном положении первичной северной границы Гондваны в Европе и Передней Азии // Геотектоника. 1991. № 4. С. 24 - 38.
23. Штёклин Й. Тектоника Ирана // Геотектоника. 1966. № 1. С. 3 - 21.
24. Штёклин Й. Древняя континентальная окраина в Иране // Геология континентальных окраин. М.: Мир, 1979. С. 230 - 247.
25. Штёклин Й. Орогенез и эволюция Тетиса на Среднем Востоке: оценка современных представлений // МГК. 27-я сессия. Тектоника Азии. Доклады. Т. 5. М.: Недра, 1984. С. 53 - 68.
26. Alavi M. Sedimentary and Structural Characteristics of the Paleo-Tethys Remnants in Northeastern Iran / Bull. Geol. Soc. America. 1991. V. 103. № 8. P. 983 - 992.
27. Baroz F., Macaudiere J. La série volcanosédimentaire du chaînon ophiolitique de Sabzevar (Iran) // Ofioliti. 1984. V. 9. № 1. P. 3 - 26.
28. Berberian M., King G.C.P. Towards a Paleogeography and Tectonic Evolution of Iran // Can. J. Earth Sci. 1981. V. 18. № 2. P. 210 - 265.
29. Bernoulli D., Lemoine M. Birth and Early Evolution of the Tethys: the Overall Situation // Mem. Bur. Rech. Geol. Min. 1980. V. 115. P. 168 - 179.
30. Davoudzadeh M. Geology and Petrology of the Area North of Nain, Central Iran // Geol. Surv. Iran, Report № 14. 1972. 88 p.
31. Delaloye M., Desmons J. Ophiolites and Melange Terranes in Iran: a Geochronological Study and Its Paleotectonic Implications // Tectonophysics. 1980. V. 68. № 1/2. P. 83 - 111.
32. Dercourt J., Zonenshain L.P., Ricou L.-E. et al. Geophysical Evolution of the Tethys Belt from the Atlantic to the Pamirs Since the Lias // Tectonophysics. 1986. V. 123. P. 241 - 315.
33. Desmons J. Meso-Cenozoic Paleogeography of the Middle East: Constraints from the Iranian Sutures // Geol. Alpine. 1982. T. 58. P. 21 - 30.
34. Desmons J., Beccaluva L. Mid-Ocean Ridge and Island-arc Affinities in Ophiolites from Iran: Paleogeographic Implications // Chem. Geol. 1983. V. 39. № 1/2. P. 39 - 63.
35. Dewey J.F., Pitman III W.C., Ryan W.B.F., Bonnin J. Plate Tectonics and the Evolution of the Alpine System // Bull. Geol. Soc. America. 1973. V. 84. № 10. P. 3137 - 3180.
36. Houshmand-Zadeh A., Nabavi M.H. Metamorphic Map of Iran. Scale 1 : 2.500.000. Tehran: Geol. Surv. Iran. 1986.
37. Kazmin V.G., Sborshikov I.M., Ricou L.-E. et al. Volcanic Belts as Markers of the Mesozoic-Cenozoic Active Margin of Eurasia // Tectonophysics. 1986. V. 123. P. 123 - 152.
38. Knipper A.L., Ricou L.E., Dercourt J. Ophiolites as indicators of the geodynamic evolution of the Tethyan ocean // Tectonophysics. 1986. V. 123. № 1 - 4. P. 213 - 240.
39. Lensch G., Davoudzadeh M. Ophiolites in Iran // N. Jb. Geol. Paläontol., Monatshefte. 1982. № 5. P. 306 - 320.
40. Ohanian T. The Birjand Ophiolite and Its Tectonic Implications // Ofioliti. 1984. V. 9. № 1. P. 49 - 57.
41. Ricou L.-E., Zonenshain L.P., Dercourt J. et al. Méthodes pour l'établissement de neuf cartes paléogéographiques de l'Atlantique au Pamir depuis le Lias // Bull. Soc. géol. France. 1985. (8). T. 1. № 5. P. 625 - 635.
42. Ruttner A., Nabavi M.H., Hajian J. Geology of the Shirgesht Area (Tabas Area, East Iran) // Geol. Surv. Iran Rept. 1968. № 4. 141 p.
43. Sahandi M., Baumgartner S., Schmidt K. Contribution to Stratigraphy and Tectonics of the Zeber-Kuh Range (East of Iran) // Geol. Surv. Iran. 1983. Rep. № 51. P. 165 - 183.
44. Stöcklin J. Structural History and Tectonics of Iran // Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1968. V. 52(7). P. 1229 - 1258.
45. Takin M. Iranian Geology and Continental Drift in the Middle East // Nature. 1972. V. 235. № 5334. P. 147 - 150.
46. Thiele O. Zum Alter der Metamorphose in Zentral Iran // Mitt. geol. Ges. Wien. 1965. B. 58. H. 2. S. 121 - 139.
47. Thiele O. Bemerkungen zur tektonischen Karte von Iran // Verh. geol. Bundesanst. Wien. 1967. (1968). H. 1/2, 3. S. 1 - 41.
48. Thiele O. Der Nachweis einer intrapermischen Faltungsphase im westlichen Zentral-Iran // Verh. Geol. Bundesanst. 1973. № 3. P. 489 - 498.
49. Weber-Diefenbach K., Davoudzadeh M., Alavi-Tehrani N., Lensch G. Paleozoic Ophiolites in Iran // Ofioliti. 1986. V. 11. № 3. P. 305 - 338.
50. Wolfart R. Zur Entwicklung der paläozoischen Tethys in Vorderasien. // Erdöl und Kohle. 1967. № 3. 132 s.

Рецензент: В.С. Буртман

Collage of Gondwana and Paleozoic Elements within the Infrastructure of the Middle East Alpine Belt

Yu. G. Leonov

Drawing on the Iran tectonics, the author shows that the pre-Alpine complexes in the Alpine belt of the Middle East south of the paleo-Tethys suture are represented not only by fragments of the epi-Proterozoic peri-Gondwana platform, as is generally believed, but also by fragments of some Paleozoic fold belts. Their tectonic position complies with our notions of terranes. Intermixed with one another and with the Alpine complexes proper, these groups of elements produce an intricate collage within the Alpine infrastructure of the belt. The collage is evidence of a large-scale destruction of continental masses of the peri-Gondwana platform and Paleozoic fold belts in the course of the Alpine evolution, and complex lateral displacements of fragments resulting in their intermixture and superposition, clearly defined in the Alpine accretionary structures of the type of the Khorasan-Kerman accretionary system in the East Iranian (Lut) microcontinent.

ОБРАЗОВАНИЕ СКЛАДОК В МОБИЛЬНЫХ ЗОНАХ В УСЛОВИЯХ ПРОДОЛЬНОГО СЖАТИЯ

© 1993 г. В. В. Травин

Институт геологии Карельского НЦ РАН, Петрозаводск

Поступила в редакцию 19.11.90 г.

Предлагается модель образования складок в мобильных зонах при продольном сжатии слоистых толщ. Согласно модели, в процессе деформации происходит или последовательное формирование складок продольного изгиба и складок скальвания, или образование только складок скальвания (ламинарного течения). Доказывается, что структурообразование в мобильных зонах может быть обусловлено прогревом земной коры в условиях ее субгоризонтального сжатия.

Мобильная зона – участок земной коры с относительно более интенсивными тектоническими движениями [6]. Этому определению соответствуют структуры Северо-Карельской синклиноной зоны, сформировавшиеся во время свекофеннского тектогенеза между недеформируемыми стабильными блоками. В ходе работы над анализом их геологии автор пришел к излагаемому в статье теоретическим построениям.

Для того чтобы избежать неясностей в понимании материала, определим некоторые из употребляемых в работе терминов.

Кливаж – система параллельных трещин (плоскостная текстура), формирующихся в породе под действием сплющивающего усилия и ориентированных перпендикулярно ему.

Сланцеватость – плоскостная метаморфическая текстура, выраженная в параллельной ориентировке порообразующих минералов (листоватых, уплотненных агрегатов каркасных силикатов и др.).

Пластичность – способность твердых тел (горных пород) необратимо деформироваться под действием механических нагрузок.

Вязкость – свойство вещества оказывать внутреннее сопротивление течению (сродни: жесткость – способность тела (материала) сопротивляться деформации).

СКЛАДКИ МОБИЛЬНЫХ ЗОН

Складки мобильных зон образуются в широком термодинамическом диапазоне. Термодинамические параметры нижней (глубинной) границы этого диапазона, вероятно, соответствуют условиям ультраметаморфизма (или даже расплава), верхней – условиям ранних стадий литогенеза осадков. По мнению автора, подавляющее большинство складок мобильных зон, формирующихся в указанном термодинамическом

диапазоне в результате продольного сжатия, представлено тремя типами: продольного изгиба, скальвания и течения.

Складки продольного изгиба и складки скальвания

Часто употребляемый термин “складки продольного изгиба” в настоящее время разными исследователями понимается по-разному. В англоязычной литературе термин близкого звучания имеет широкое значение: под флексурными складками (flexural fold) понимаются складки, “механизм образования которых как в результате течения материала внутри слоев (flexure – flow fold), так и в результате скольжения между слоями (flexure – slip fold) контролируется напластованием слоев”, а также складки, при образовании которых действуют оба механизма (течение в некомпетентных слоях и скольжение между изгибающимися компетентными слоями) [9].

Среди советских геологов существует тенденция объяснять происхождение складок продольного изгиба только посредством изгиба слоев. Вероятно, именно это заставило Ю.В. Миллера провести анализ признаков течения и изгиба, приведший к выводу, что в отношении конкретных геологических объектов “можно говорить лишь о главенствующей роли изгиба или течения. В подавляющем большинстве случаев, а для метаморфических комплексов практически всегда, доминирующая роль остается за течением” [3, с. 122]. Соглашаясь с Ю.В. Миллером в отношении огромной роли течения, автор считает, что роль изгиба в дислокационном процессе существенна, а для использования термина “складки продольного изгиба” он должен быть определен. Наиболее четкое понятие “складки продольного изгиба” дано В.Г. Талицким [8], рассмотревшим на уровне зерна и слоя процессы пликативных дислокаций

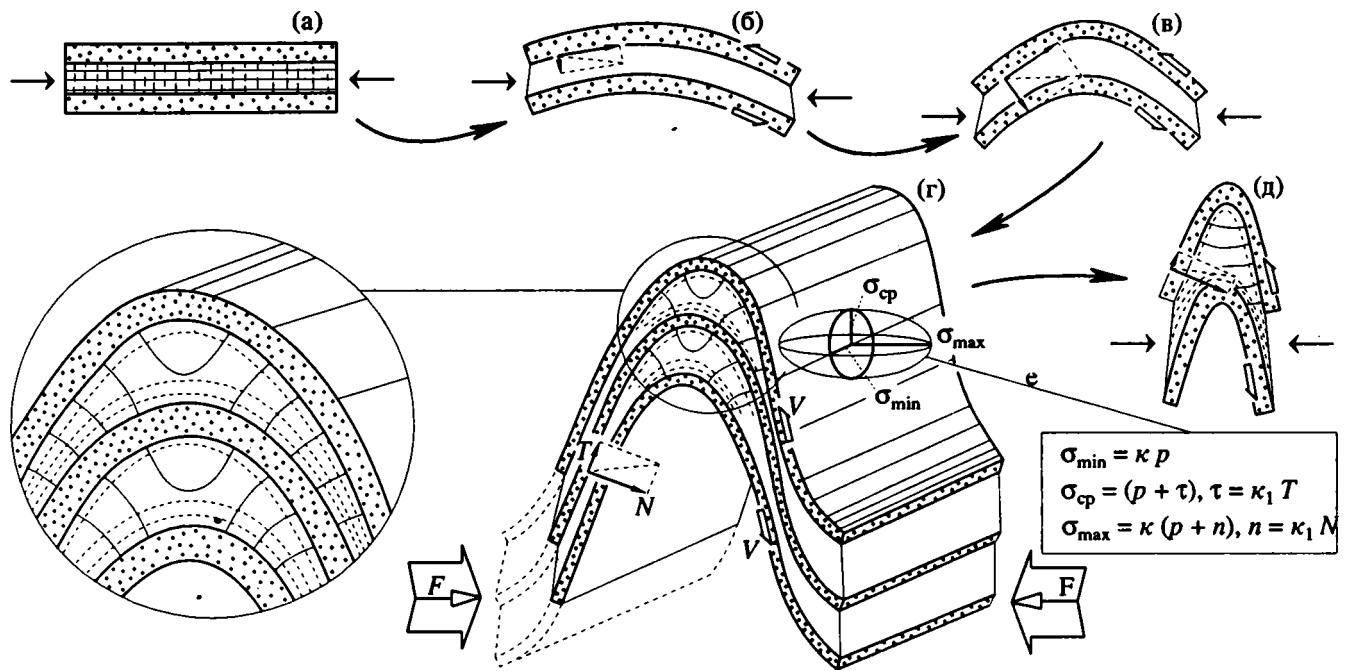


Рис. 1. Процесс формирования складки продольного изгиба для пакета слоев различной вязкости. а - д - стадии процесса; е - местные напряжения (стресс-поле) в пластичных слоях; T и N - касательное и нормальное усилия в крыльях складки - результат разложения на уровне слоя генерального усилия; k , k_1 - коэффициенты пропорциональности; p - литостатическое давление; τ - касательное напряжение; n - нормальные напряжения; T , N - направления относительного смещения вязких слоев. Для пластичных слоев показаны траектории напряжений, нависших вязкими слоями (круп).

слоистых сред с точки зрения их реологии. В итоге он сделал вывод, что при образовании складок продольного изгиба "деформации изгиба подвергают лишь относительно более жесткие слои, а менее жесткие деформируются пассивно, подстраиваясь к изгибу жестких". И хотя эта цитата дает лишь самые общие представления, заложенный в ней смысл позволяет применить механизм продольного изгиба для объяснения происхождения огромного числа природных объектов, в том числе и структур в глубокометаморфизованных комплексах.

Условия образования складок продольного изгиба следующие.

1. Складки образуются только в слоистых средах (это общеизвестно) с достаточным контрастом вязкости слоев [8], который может существовать в многослойе изначально, а может быть наведен в результате действия нагрузки вдоль слоя¹.

2. Для образования складок необходимо продольное, т.е. действующее вдоль слоя или близком к этому направлению, усилие (степень возможного отклонения зависит от величины сил внутреннего трения в многослойе).

¹ Многообразие складчатых форм, образующихся в результате смятия слоистых сред, объясняется характером переслаивания пород различной вязкости [10].

3. Сила, вызывающая смятие, должна действовать в определенных термодинамических условиях. С одной стороны, складки продольного изгиба образуются хоть и в широком, но все-таки ограниченном термодинамическом диапазоне. С другой стороны, сила, способная смять сильно прогретые (и потому податливые) породы, может не вызвать деформации "холодных".

Если указанные условия соблюдены, происходит образование складок. В этом процессе генеральное усилие разлагается на уровне слоев на нормальные и касательные составляющие (рис. 1). Последние приводят к послойному скольжению в крыльях складок. Оно происходит до тех пор, пока меняющиеся (уменьшающиеся) в процессе складкообразования касательные усилия в крыльях складок не уравновесятся силами внутреннего трения деформируемых пород. Нормальные составляющие приводят к раздавливанию пластичных слоев и будинированию тонких вязких прослоев в крыльях складок. Вязкие слои в сминающейся среде претерпевают изгиб, а вещество пластичных слоев, подстраивающихся к их деформации, "течет". А процессы перемещения вещества, подразумеваемые под "течением", многообразны и контролируются термодинамическими условиями, характером напряженного состояния, создаваемым сдавливающим действием вязких слоев (см. рис. 1), наличием или от-

существом кливажа в деформируемых слоях и т.д. Небольшие изменения мощностей изгибающихся вязких слоев свидетельствует о том, что "течение" происходит и в них, но в меньшей степени, чем в пластичных слоях.

При формировании складок продольного изгиба в условиях прогрессивного регионального метаморфизма, образующиеся в сложном напряженном поле (см. рис. 1) метаморфические минералы создают в пластичных слоях сланцеватость, параллельную первичной слоистости (наиболее отчетливую в крыльях), а в случае высокотемпературного метаморфизма еще и линейность, параллельную шарнирам складок (наиболее отчетливую в шарнирах). Это часто встречающиеся в практике явления хорошо объяснимы с позиций теории синдеформационной кристаллизации минералов [5, с. 178 - 191].

Механизм образования складок продольного изгиба, по мнению автора статьи, может быть успешно применен для объяснения происхождения полигармонических складок. Дж. Рэмси и М. Хьюбер считают, что образование мелких (паразитных) складок предшествует образованию крупных, так как в области шарниров поледних отсутствуют дифференцированные движения вещества [10, с. 454]. По-видимому, это не так. Очевидное увеличение (иногда многократное) мощности пластичных слоев в замках складок возможно именно при дифференцированном перемещении пластичного вещества. Об одновременности формирования крупных и паразитных складок свидетельствует, кроме всего, параллельность шарниров тех и других. Думается, что для расшифровки процессов течения вещества в пластичных слоях наиболее информативна геометрия вязкого прослая, смятого в паразитные складки (рис. 2).

В.Г. Талицким показано, что по мере нарастания складчатой деформации и уменьшения угла складок стадия изгиба сменяется стадией общего сплющивания [8]. Деформация переходит с уровня слоя на уровень зерна — напряжения передаются зернами, а слоистая среда ведет себя как гомогенная. На стадии общего сплющивания формируется кливаж (или сланцеватость) осевой плоскости [8]. Очевидно, деформационный процесс может пойти и дальше. В этом случае произойдет дифференцированное скольжение пластин вдоль поверхностей кливажа (сланцеватости) осевой плоскости с образованием структур скальвания, в том числе складок скальвания, известных так же, как "складки ламинарного течения" [4]). Иначе говоря, последовательное образование складок продольного изгиба и складок скальвания является выражением единого деформационного процесса.

Если соседствующие деформируемый и недеформируемый объемы земной коры имеют одинаковое строение и состав фундамента (геологи-

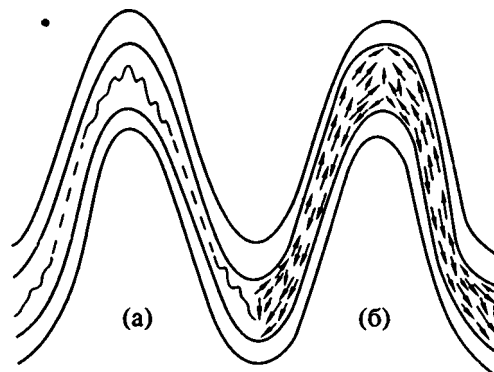


Рис. 2. Полигармоническая складка (а) и векторная схема, характеризующая кинематику перемещения вещества внутри пластичного слоя (б). Схема построена на основе анализа геометрии вязкого прослая, смятого в паразитные складки и будинированного.

ческие данные свидетельствуют, что таковой была ситуация к свекофеннскому тектогенезу в пределах современной Северной Карелии, то кроме трех перечисленных ранее условий образования складок продольного изгиба существует еще одно совершенно необходимое: складчатость продольного изгиба может реализоваться только в том случае, когда сминаемые слоистые породы более жестки, чем породы фундамента, не препятствующего благодаря своей пластичности передаче генерального усилия от недеформируемых консолидированных блоков.

При совместной деформации вязкие слоистые породы сминаются в складки продольного изгиба, а пластичные породы фундамента расплющиваются с образованием сланцеватости (или кливажа), в целом перпендикулярной направлению генерального сжатия. Перемещение в процессе складкообразования подошвы вязких слоистых пород создает в приспособляющихся к ее деформациям породах фундамента местные анизотропные поля напряжений. Эти местные напряжения, а также кинематические особенности движений пластичного вещества фундамента определяют специфичность структурных форм под изогнутой в складки подошвой жестких пород. Если деформации происходят в условиях прогрессивного регионального метаморфизма, вызывающего перекристаллизацию пород с перестройкой их структуры, то в породах фундамента вблизи с подошвой вязких образований формируется параллельная ей гнейсовидность. Происходящее в метаморфических условиях смятие в складки продольного изгиба осадочно-вулканогенных толщ и расплющивание пластичного фундамента приводят к формированию единого для всех пород, принявших участие в деформационном процессе, структурного плана плоскостных

метаморфических текстур. Многочисленные подтверждения этому можно найти в работах, посвященных описанию структур метаморфических комплексов [1, 2, 3, 7].

Важно отметить, что процесс деформации в мобильной зоне может начаться сразу с образования складок скальвания. Это происходит в том случае, когда деформациям подвергаются слоистые породы с недостаточной (и недостижимой при сжатии вдоль слоя) степенью контраста вязкости между слоями, а также тогда, когда породы основания имеют ту же (или большую) вязкость, что и вышележащие слоистые породы. По-видимому, в основу теории, развиваемой Е.И. Паталахой [4], легли данные по тем районам, где деформации, минуя стадию образования складок продольного изгиба, с самого начала шли путем сплющивания с образованием разломов, кливажей, складок скальвания (ламинарного течения).

Складки течения

Складки этого типа образуются тогда, когда слои различного состава проявляют одинаковую, или близкую способность к деформациям без разрыва сплошности (чем эти складки и характерны). Обусловлено это, очевидно, тем, что различные породы либо приобретают одинаковую вязкость, либо имеют значения вязкости, при которых они реагируют на деформирующие

воздействия практически одинаково. Такие свойства породы приобретают при термодинамических условиях, соответствующих весьма высоким степеням метаморфизма – от ультраметаморфических (?) до состояния расплава. Благодаря своей высокой пластичности породы очень восприимчивы к малым деформирующим воздействиям: они образуют сложные структуры, отражающие даже нюансы динамики среды, причем среди складок господствуют разные по ориентировке и морфологии мелкие формы.

Одним из факторов, усложняющих морфологию образующихся складок течения, является конвекция. Ее роль возрастает с повышением температуры деформируемой среды, однако в мобильных зонах, по-видимому, всегда остается подчиненной.

Условия образования складок течения отвечают значительным глубинам, т.е. структурно они должны быть расположены ниже складок продольного изгиба и складок скальвания.

СТРУКТУРНЫЙ РЕЖИМ МОБИЛЬНЫХ ЗОН

Процесс складкообразования в мобильных зонах контролируется, по-видимому, двумя главными факторами: тепловым режимом и величиной генерального сжимающего условия. Именно прогрев может сделать породы податливыми к деформациям сплющивания и складкообразования, и именно неравномерностью прогрева можно

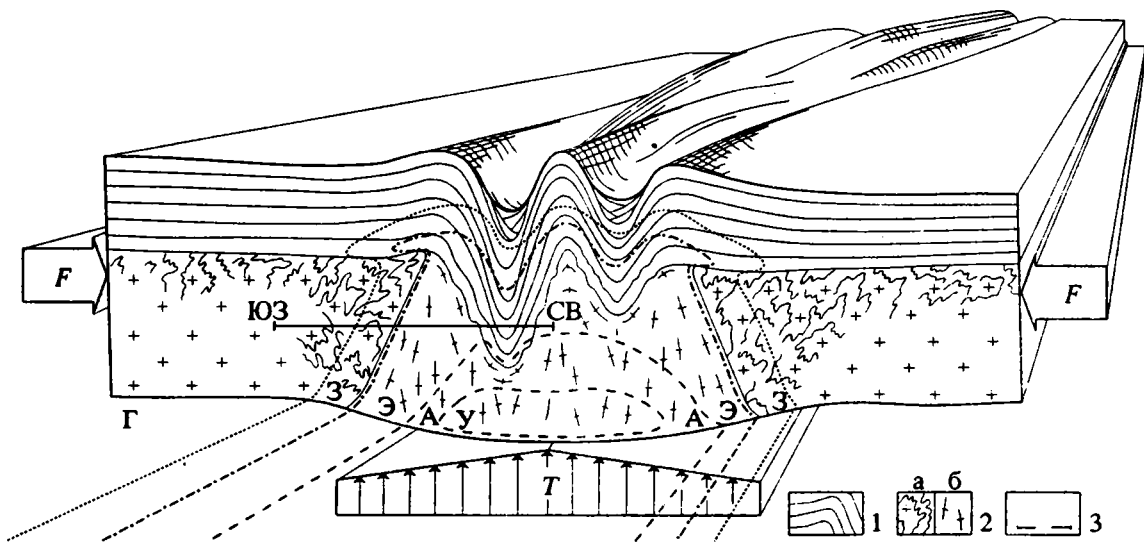


Рис. 3. Поперечный разрез мобильной зоны в зрелую стадию ее развития (вариант для земной коры с фундаментом, более пластичным, чем вышележащие слоистые породы). 1 – вязкие слоистые породы; 2 – породы пластичного фундамента; а – в – недеформируемых блока, б – претерпевшие сплющивание в разогретой мобильной зоне; 3 – положение современного эрозийного среза по линии: западное окончание оз. Тикшеозеро (ЮЗ) – восточное окончание оз. Кукас (СВ) (Северная Карелия). Буквенные обозначения на рис. 3: Т – тепловой поток; З, Э, А – границы термодинамических зон, отвечающих соответственно условиям зеленосланцевой, эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций регионального метаморфизма; У – положение возможной зоны ультраморфизма; F – генеральное сжимающее усилие; Г – подошва “гранитного” слоя земной коры

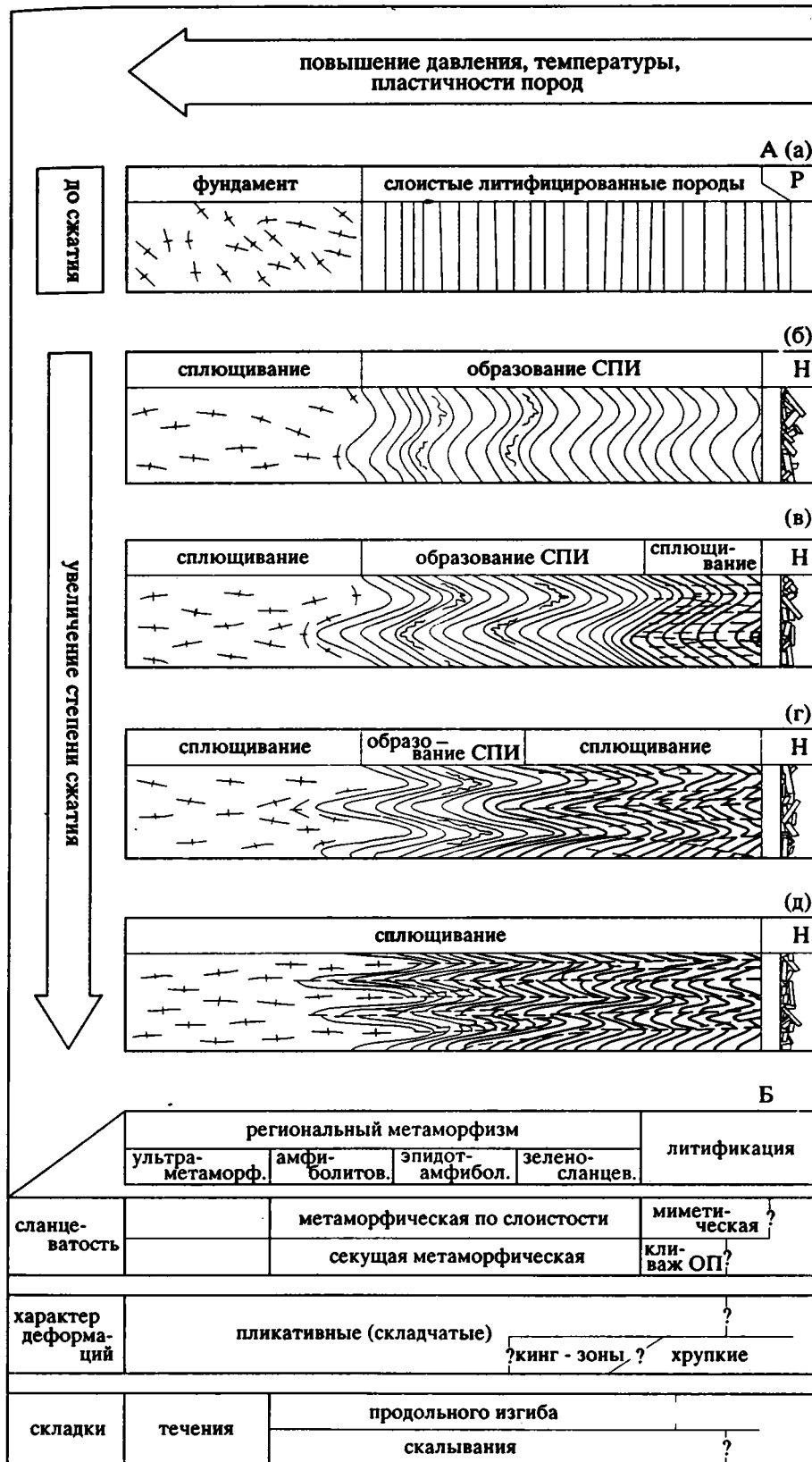


Рис. 4. Модель развития деформаций в мобильной зоне для разреза земной коры с пластичным фундаментом и слоистыми осадками, способными сминаться в складки продольного изгиба (СПИ). А – исходный разрез (а) и стадии его деформации (б - д); (Р – нелитифицированные (рыхлые) осадки, Н – надвигообразование и торшение пород); Б – диапазоны потенциально возможного распространения деформационных процессов, формирования структур и текстур в различных термодинамических условиях.

объяснить соседство недеформируемых (“холодных”) массивов и претерпевающих деформации мобильных (“разогретых”) зон, доскладчатое строение которых одинаково (рис. 3). Сочетание величин генерального сжимающего усилия и теплового потока определяет, как далеко может зайти деформационный процесс. К примеру, если усилие невелико, он может закончиться на формировании складок продольного изгиба во всем разрезе слоистых толщ (рис. 4А, б). Если усилие значительно, то после некоторого сжатия, при продолжающемся в глубинах процессе образования складок продольного изгиба (там благодаря высоким температурам породы более пластичны и способны к образованию таких складок), в верхних частях мобильной зоны появляются структуры общего сплющивания – сначала кливаж (или сланцеватость) осевой плоскости (рис. 4А, в), а затем складки скальвания (рис. 4А, г). Можно представить процесс, который привел бы к образованию сланцеватости осевой плоскости во всем разрезе слоистых толщ (рис. 4А, д). Иначе говоря, складки продольного изгиба, кливаж и сланцеватости осевой плоскости и складки скальвания представляют собой результаты последовательных стадий единого деформационного процесса, охватывающего слоистую толщу. В случае образования в верхних частях мобильных зон пакетов надвигов, последние деформируются точно так же, как и не нарушенные части разрезов.

Положение границ фаций метаморфизма (рис. 4Б) в разрезах (рис. 4А, б - д) зависит от геотермических градиентов в мобильной зоне, а развитие деформаций и текстур в пределах диапазонов возможного их распространения – от сочетания термодинамических условий и величины генерального сжимающего усилия.

Таким образом, характер структур и текстур, формирующихся в пределах мобильных зон, в своей основе оказывается предопределенным геологическими свойствами деформируемых сред.

ВЫВОДЫ

1. Подавляющее большинство складчатых структур, формирующихся в мобильных зонах в условиях продольного сжатия, составляют складки трех типов – продольного изгиба, скальвания и течения.

2. В зависимости от реологических свойств слоистой толщи процесс ее деформации может идти по-разному – или с последовательным формированием сначала складок продольного изгиба, а затем скальвания, или с образованием только складок скальвания.

3. Эволюция процессов структурообразования в мобильных зонах может быть обусловлена неравномерным прогревом земной коры в условиях ее горизонтального сжатия.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Афанасьева Е.Н.* Степень соответствия ятулийского структурного плана архейскому как показатель интенсивности свекофенских деформаций // Структурный анализ кристаллических комплексов и геологическое картирование. Ч. 1. Тез. докл. III Всесоюзной школы. Киев: Изд-во Ин-та геофизики АН УССР, 1990. С. 30 - 31.
2. *Кратц К.О.* Геология карелид Карелии // Тр. ЛАГЕД. Вып. 16. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1963. 212 с.
3. *Миллер Ю.В.* Структуры архейских зеленокаменных поясов. Л.: Наука, 1988. 144 с.
4. *Паталаха Е.И.* Генетические основы морфологической тектоники. Алма-Ата: Наука, 1981. 180 с.
5. *Саранчина Г.М., Кожевников В.Н.* Федоровский метод (определение минералов, микроструктурный анализ). Л.: Недра. 1985. 208 с.
6. *Справочник по тектонической терминологии /* Под ред. Косыгина Ю.А. и Парфенова Л.М. М.: Недра, 1970. 584 с.
7. *Сыстра Ю.Й.* Тектоническое строение района озер Ханкусьярви-Кузьярви // Геология докембрия Северной Карелии. Опер. информ. матер. за 1985 год. Петрозаводск: Изд-во Ин-та геологии Карел. фил. АН СССР, 1986. С. 22 - 27.
8. *Талицкий В.Г.* О соотношении кливажа со складками // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 1989. № 4. С. 3 - 14.
9. *Толковый словарь английских геологических терминов.* Т. I. М.: Мир, 1977. 592 с.
10. *Ramsay J.G., Huber M.I.* The Techniques of Modern Structural Geology. V. 2. Folds and Fractures. Acad. press, 1987. P. 309 - 700.

Рецензент Ю.Г. Леонов

Folding in Mobile Zones under Longitudinal Compression

V. V. Travin

A model of fold formation in mobile zones under the longitudinal compression of layered sequences is presented in the article. According to the model the process of deformation is characterized by successive formation of strike folds or shear folds or by the formation of shear folds only (laminar flow). The article makes evident that the structural formation in mobile zones is dependent on the earth crust warming in the conditions of horizontal compression.

ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ РАННЕГО ДОКЕМБРИЯ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА.

I. РАННИЙ ПРОТЕРОЗОЙ

© 1993 г. М. В. Минц

Институт минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов, Москва

Поступила в редакцию 25.12.90 г.

Проведено сопоставление раннедокембрийских структурно-вещественных ассоциаций и структурных ансамблей Кольского полуострова с соответствующими параметрами типовых геодинамических обстановок в рамках концепции тектоники плит. Латеральный ряд закономерно сочетающихся раннепротерозойских структур Кольского полуострова с северо-востока на юго-запад включает: 1) пододвигавшуюся Кольскую микроплиту, объединяющую структурные элементы предшествовавшей позднеархейской коллизионной области; 2) шовную зону Печенга–Имандра–Варзуга моноκлиально наклоненных преимущественно к юго-западу вулканогенно-осадочных комплексов с признаками формирования в геодинамических обстановках континентально-рифтового, океанического, островодужного и/или окраинноконтинентального типов; 3) надвигающуюся Беломорскую микроплиту архейских пород, вновь подвергшихся структурным и метаморфическим преобразованиям в условиях раннепротерозойской коллизии. В строении Беломорской микроплиты участвуют образования, интерпретируемые в качестве: эродированной окраинно-континентальной магматической дуги; системы тыловодужных надвигов, выведивших к поверхности гранулиты нижней коры: пород параавтохтона, метаморфизованных в низкоградиентных РТ-условиях при повышенных давлениях; тыловодужного пояса гранит-мигматитовых и гнейсовых сводов и куполов.

ВВЕДЕНИЕ

Главные тектонические структуры коры восточной части Балтийского щита, охватывающей Карело-Кольский регион СССР, Центральную и Северную Финляндию, северо-восток Швеции и Норвегии (рис. 1), сформировались, в основном, в течение позднеархейского и раннепротерозойского этапов геологической истории.

В раннем докембрии Северо-Атлантического кратона, включающего и территорию Балтийского щита, в ряде участков обнаружены также и продукты раннеархейских метаморфических и магматических процессов с возрастными более 3.5 - 3.3 млрд. лет (максимально – до 3.85 - 3.8 млрд. лет [45, 54, 60]). Наиболее древние даты на территории Балтийского щита установлены в юго-восточной Карелии, в пределах Водлозерского блока. Цирконы наиболее ранней генерации в амфиболитах и ортогнейсах имеют возраст 3.5 ± 0.1 млрд. лет, при этом возраст наиболее раннего метаморфического события (возраст “метаморфических” цирконов) – 3.3 млрд. лет [44]. Тем не менее реальность выделявшегося многими исследователями на территории Кольского полуострова, Беломорья и Северной Карелии раннего архея (саамия), т.е. пород и процессов с возрастом более 3.1 млрд. лет, остается дискуссионной, так как полученные оценки возраста древнейших метаморфических пород и гранитоидов этого региона не превышают названной величины [24].

Можно лишь предполагать по аналогии с положением гранитоидов подобного типа в последующих циклах раннедокембрийской геодинамической эволюции, что древнейшие тоналитовые и трондьемитовые гнейсы с возрастом 3.1 - 2.8 млрд. лет, установленные на территории Кольского полуострова и Финской Лапландии [22, 24, 47, 54, 56], завершают долопийский (раннеархейский) цикл развития.

В пределах остальной части Балтийского щита признаки существования раннеархейской континентальной коры отсутствуют [48]. Более того, данные по изотопии Nd в коровых породах центральной части Балтийского щита свидетельствуют об их формировании в раннем протерозое за счет мантийного источника. Уровень участия в пороодообразовании дезинтегрированных архейских пород в виде терригенных осадков оценивается в пределах 10%, что рассматривается как указание на полное отсутствие архейской коры за пределами восточной части щита [61].

В данной статье рассмотрены основные результаты палеогеодинамических реконструкций раннепротерозойской эволюции восточной части Балтийского щита. Реконструкция позднеархейского “временного среза” будет посвящена следующая публикация.

В основу предлагаемых палеотектонических реконструкций раннепротерозойского этапа формирования континентальной коры Бал-

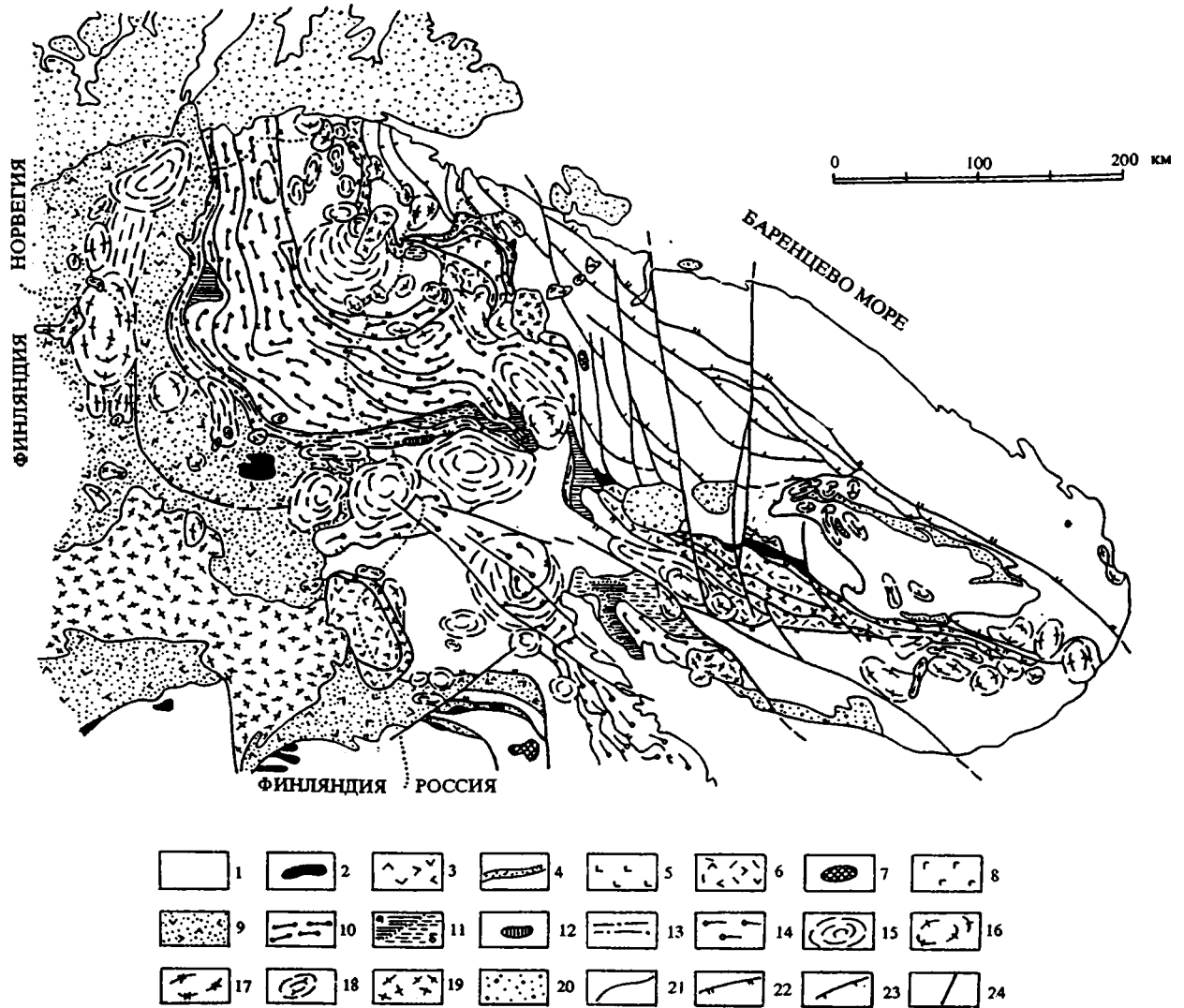


Рис. 1. Раннепротерозойские геодинамические комплексы Кольского полуострова и сопредельных территорий (по [49]) северо-востока Балтийского щита. 1 – кора позднеархейского Кольско-Карельского кратона – гнейсы, амфиболиты, мигматиты, гранитоиды (частично, возможно, переработанные раннеархейские образования), габбро-анортозиты; 2 - 19 – реконструированные геодинамические обстановки раннего протерозоя и их структурно-вещественные комплексы: 2 - 4 – континентально-рифтовая, в том числе на активных окраинах континентов (2 – расслоенные мафит-ультрамафиты, 3 – мафитовые вулканы, частично повышенной щелочности, карбонатные и красноцветные терригенные осадки, 4 – гранат-ставролит-кианитовые сланцы – преимущественно метапелиты и метасаммиты, амфиболиты); 5 – океаническая (срединно-океанических хребтов) – толеиты типа E-MORB; 6, 7 – субдукционные – островных дуг и активных континентальных окраин (6 – мафитовые и умереннокислые вулканы преимущественно известково-щелочной серии, терригенные, часто углеродистые осадки, 7 – щелочные габбро); 8 – океаническая (предположительно задуговых бассейнов) – толеиты типа T- или E-MORB, подчиненно вулканокластические углеродистые и сульфидизированные осадки; 9 – неустановленные обстановки формирования – вулканогенно-терригенные толщи с преобладанием мафитовых вулкаников; 10 - 14 – связанные с формированием тыловодужных надвигов – структурно-вещественные комплексы: 10 - 13 – тектонических покровов (10 – нижнекорые кислые и основные гранулиты, 11 – габбро-анортозиты, габбро, частично эклогитизированные (а) или преобразованные в гранатовые амфиболиты (б), 12 – дуниты, гарцбургиты – отторженцы верхней мантии), 13 – двуслюдяные кианитсодержащие кристаллосланцы-бластомилониты, биотит-амфиболовые гнейсы, амфиболиты, преимущественно гранатсодержащие (зона тектонического меланжа), 14 – поднадвиговой области – кианит-гранатовые гнейсы, гранатовые амфиболиты (породы позднеархейского “беломорского комплекса”, повторно метаморфизованные в низкоградиентном режиме в раннем протерозое); 15 - 17 – тыловодужного свода-купольного пояса (15 – реоморфизованные архейские гнейсы, частично мигматиты, 16 – мигматиты, частично гранитоиды, 17 – преимущественно гранитоиды); 18 – структурно-метаморфических преобразований пород пододвигавшейся континентальной плиты – купола реоморфизованных щелочных гнейсов; 19 – континентальной коллизи – купола и интрузии порфиroidных гранитов, гранодиоритов; 20 – постранипротерозойские вулканогенно-осадочные и интрузивные образования; 21 – стратиграфические и интрузивные границы; 22, 23 – надвиги и взбросо-надвиги (22 – раннепротерозойские, 23 – позднеархейские, вторично реактивизированные в раннем протерозое); 24 – раннепротерозойские сдвиги, преимущественно реактивизированные в палеозое, частично – палеозойские сдвиги.

тийского щита положено сопоставление раннедокембрийских структурно-вещественных ассоциаций и образуемых ими структурных ансамблей с соответствующими параметрами типовых геодинамических обстановок, выделяемых в соответствии с концепцией тектоники плит. Нет никаких принципиальных возражений против такого подхода (метода индикаторов) к анализу геологических ситуаций раннего докембрия, хотя границы применимости концепции тектоники плит к исследованию процессов геологического прошлого не могут быть однозначно определены. Известно, что ряд исследователей полностью или частично отвергают возможность функционирования механизмов тектоники плит в раннем докембрии, включая ранний протерозой. При этом обычно ссылаются на необратимость геологической и геодинамической эволюции Земли [7, 56 и др.]. Вместе с тем очевидны неизбежная сложность и неоднозначность теоретических оценок масштабов эволюционных изменений геодинамического состояния раннедокембрийской Земли. Поэтому существование вещественных ассоциаций и структурных ансамблей того периода, сопоставимых с ассоциациями и ансамблями – индикаторами соответствующих геодинамических обстановок фанерозоя, следует рассматривать в первую очередь как свидетельство правомочности актуалистического подхода к исследованию соответствующих геодинамических (равно как и определяемых ими петрологических, седиментологических, тектонических и т.п.) процессов и механизмов в раннем докембрии. В свою очередь, закономерное изменение во времени тех или иных параметров комплексов- и ассоциаций-индикаторов является свидетельством и непосредственной характеристикой направленной изменчивости геологических процессов и их продуктов, определяемой необратимой эволюцией Земли. Наконец, выявление вещественных ассоциаций и структурных ансамблей, которые принципиально не могли бы быть сформированы в результате функционирования механизмов тектоники плит, может и должно служить основанием для вывода о существенно ином, чем сегодня, геодинамическом состоянии Земли в соответствующий период.

Наиболее благоприятным объектом приложения метода индикаторов с целью палеотектонических реконструкций раннедокембрийских регионов являются архейские зеленокаменные и раннепротерозойские осадочно-вулканогенные (супракрустальные) пояса благодаря низкой степени метаморфизма слагающих их породных ассоциаций. Несмотря на обширность сведений по геологии подобных структур в пределах различных регионов, полученных за последние годы, остается достаточно места для альтернативных толкований их генезиса и особенностей

эволюции [7, 46, 55, 56 и др.]. Сравнительно недавно стали известны прямые свидетельства реальности процесса спрединга океанического дна при формировании некоторых породных ассоциаций позднеархейских и раннепротерозойских поясов. Такие свидетельства доставляются комплексами пластинчатых (параллельных) даек, формирующих исключительного в условиях длительного устойчивого растяжения и вулканической деятельности, реализующихся в современных структурах срединно-океанических хребтов. Наиболее древние образования этого типа с возрастом 2.67 млрд. лет установлены в составе мафитового интрузивно-экструзивного комплекса в основании супергруппы Йеллоунайф одноименного зеленокаменного пояса Канадского щита [51]. Пластинчатые дайки выявлены также в составе двух раннепротерозойских поясов: Кейп-Смит (2.0 млрд. лет) [62] и детально исследованного мафит-ультрамафитового комплекса Йормуа сланцевого (супракрустального) пояса Кайнуу в пределах западной окраины Карельского кратона. Помимо даек комплекс Йормуа включает массивные габбро, апогарцбургитовые серпентиниты и толеитовые пиллоу-лавы, совместно образующие офиолитовую ассоциацию с возрастом 1.96 млрд. лет. Геохимические особенности офиолитов Йормуа в целом подобны соответствующим параметрам современных океанических ассоциаций и фанерозойских офиолитов [55].

В свою очередь близость составов значительной части вулканитов архейских и раннепротерозойских поясов составам соответствующих пород современных и фанерозойских континентально-рифтовых или островодужных ассоциаций достаточно хорошо известна [8, 46]. Наконец, чешуйчато-надвиговые структуры гранулитогнейсовых поясов северо-востока Балтийского щита могут быть сопоставлены с определенными элементами покровно-складчатых ансамблей фанерозойских коллизионных зон [18].

ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ РАННЕГО ПРОТЕРОЗОЯ

Основные черты современной структуры древнейшей (восточной и северо-восточной) части Балтийского щита сформировались в течение позднеархейского и раннепротерозойского этапов геологической истории. Существо и масштабы постраннепротерозойских структурных и вещественных преобразований, безусловно, достаточно значительны. Тем не менее локальность проявления позволяет пренебречь ими при разработке палеотектонических реконструкций раннедокембрийской эволюции региона [18].

Пододвинутая Кольская микроплита в значительной степени сохранила особенности поздне-

архейских ассоциаций и структурных ансамблей. Ниже мы кратко остановимся на некоторых особенностях раннепротерозойских структурно-метаморфических преобразований в ее пределах.

Осевая структурная зона Кольского полуострова – пояс Печенга–Имандра–Варзуга в работах ведущих советских тектонистов (В.Е. Хаина, Е.Е. Милановского и др.) рассматривается в качестве палеорифта. Фактической основой этой оценки являются данные детальных исследований системы кольских карелид, приведенные в работах В.Г. Загородного, А.Т. Радченко, Ж.А. Федотова, А.А. Предовского и др. [9, 17, 25, 28, 35 и др.]. Возникновение и эволюция пояса связываются с рифтогенным “растяжением, вызванным формированием сводового поднятия в интракратонных эпиплатформенных условиях” [39, с. 96], последующей складчатостью, повторным прогибанием и завершающей складчатостью в обстановке сжатия. В последние годы опубликованы подробные разработки вариантов эволюции геодинамических обстановок северной части Балтийского щита в раннем протерозое, моделирующие пространственные и динамические соотношения Лапландского гранулитового пояса и осадочно-вулканогенного пояса Печенга–Имандра–Варзуга в рамках концепции тектоники плит [13, 19, 29, 41, 43, 52, 57, 58].

Ниже рассмотрена модель раннепротерозойской эволюции коры Кольского полуострова, предполагающая смену геодинамических обстановок в рамках полного цикла Уилсона (модель “сутурной зоны” [18]), которая представляет собой дальнейшее развитие модели “континентального рифтогенеза”, развивавшейся нами ранее [18, 19].

Латеральный ряд закономерно сочетающихся раннепротерозойских структур Кольского полуострова с севера-востока на юго-запад включает следующие элементы (рис. 2, см. рис. 1): 1) поддвигавшуюся Кольскую микроплиту, объединившую структурные элементы позднеархейской коллизионной зоны (специально рассмотренной в следующей публикации); 2) шовную зону (сутуру) Печенга–Имандра–Варзуга, образованную моноклинально наклоненными преимущественно к юго-западу вулканогенно-осадочными комплексами (отдельные элементы разреза этих комплексов характеризуются формационными и геохимическими признаками их накопления в геодинамических обстановках континентально-рифтового, срединно-океанического, островодужного и/или окраинно-континентального типов [11, 12, 57]; 3) надвигавшуюся Беломорскую континентальную микроплиту, образованную архейскими породами, практически повсеместно подвергшимся структурным и метаморфическим преобразованиям в результате наложения раннепротерозойских процессов.

Остановимся на характеристике шовной зоны. Наиболее полно исследована Печенгская структура, располагающаяся на ее северо-западном фланге. В северном крыле структуры пройдена Кольская сверхглубокая скважина. В последнее время получены новые данные, существенно расширяющие сведения о геохимических особенностях комплексов-индикаторов также и Имандра-Варзугского отрезка шовной зоны.

Породы в разрезе Печенгской структуры метаморфизованы в условиях, варьирующих от пренит-пумпеллиитовой до эпидот-амфиболитовой и на ограниченной территории – амфиболитовой фации. Разрез структуры начинается луостаринской серией – осадочно-вулканогенной толщей, которая, как принято считать, согласно или с незначительными перемещениями вдоль контакта перекрывает южный край Кольской микроплиты [11, 12, 17]. Формированию печенгского разреза предшествовало размещение расслоенного мафит-ультрамафитового интрузива перидотит-пироксенит-габбро-норитовой формации горы Генеральской [15]. Конгломераты в основании разреза (телевинская свита), близ северо-восточного края структуры, где они непосредственно перекрывают эродированные породы интрузива, включают обломки мафит-ультрамафитов. Еще несколько расслоенных тел подобного же типа располагаются в других участках также в лежащем (северном) боку пояса Печенга–Имандра–Варзуга (Монча-плутон, массивы Федоровых и Панских тундр). Аналогичную структурную позицию занимают тела расслоенных мафит-ультрамафитов, располагающиеся в лежащем (южном) боку Северо-Карельского осадочно-вулканогенного пояса, представляющего собой шовную зону, связывающую Беломорский и Карельский микроконтиненты (интрузивные пояса Кемми-Суханко и Койлисмаа на территории Финляндии и Олангские интрузии, продолжающие пояс Койлисмаа на территории СССР). Многочисленные оценки возраста этих тел практически совпадают, составляя примерно 2.45 млрд. лет [22, 25, 40, 53]. Их внедрение, по-видимому, отвечало началу раннепротерозойских внутриконтинентальных тектонических процессов в обстановке растяжения, обусловивших формирование породных ассоциаций континентально-рифтового типа. Судя по формационному составу и геохимическим особенностям породных ассоциаций (неопубликованные данные), помимо названных интрузивных тел и перекрывающих их конгломератов в обстановке того же типа, вероятно, формировалась значительная часть осадочных и вулканогенных толщ в основании разрезов Северо-Карельского пояса.

Ранее считалось, что первая вулканогенная толща в разрезе луостаринской серии (маярвинская свита), в составе которой преобладают мафитовые лавы, сформировалась в континентальных

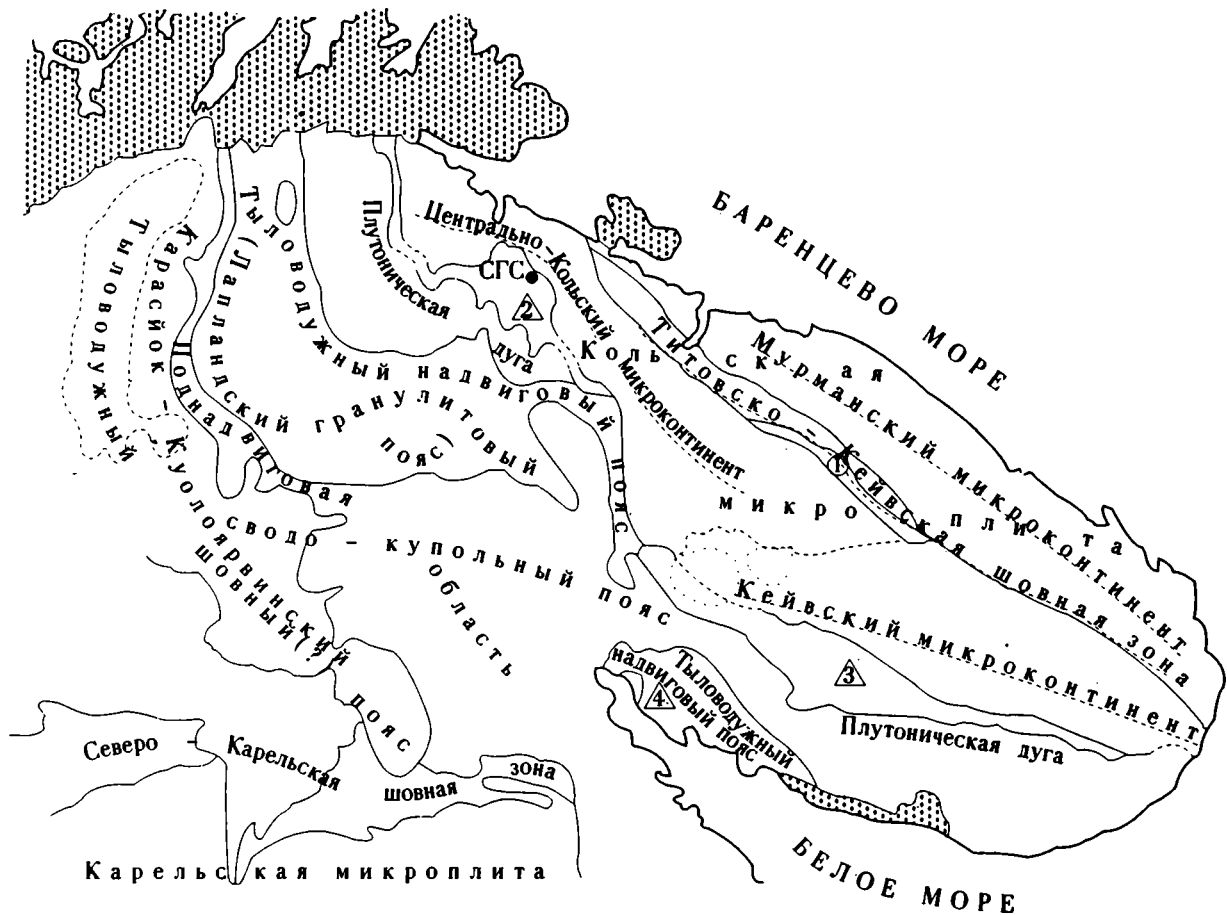


Рис. 2. Схема районирования палеогеодинамических структурных элементов северо-востока Балтийского щита. Названия раннепротерозойских структурных элементов подписаны прямым шрифтом, позднеархейских – курсивом и подчеркнуты. На схеме не обозначена раннепротерозойская Беломорская микроплита, в ее пределах выделены: плутоническая дуга, тыловодужный надвиговый пояс, поднадвиговая область и тыловодужный сводокупольный пояс. Цифры на схеме: в кружках: 1 – пояс Колмозеро-Воронья (Титовско-Кейвская шовная зона); в треугольниках: 2 – Печенгская и 3 – Имандра-Варзугская структуры (Печенгско-Варзугская шовная зона), 4 – Кандалакша-Колвицкий гранулитовый пояс (тыловодужный надвиговый пояс). Контуры: покрытые точками – позднепротерозойские и палеозойские вулканогенно-осадочные образования, ограниченные точечным пунктиром – палеозойские щелочные интрузивы. СГС – Кольская сверхглубокая скважина.

условиях и согласно перекрывает подстилающие конгломераты. Однако петро- и геохимические характеристики низкотитанистых андезитов-базальтов (TiO_2 0.6 - 1.04¹), преобладающих в составе этой толщи: дифференцированное распределение РЗЭ, демонстрирующее обогащение легкими РЗЭ (La 17 - 35 (45 - 93)_n²) при умеренном обеднении тяжелыми РЗЭ (Yb 1.6 - 8.2 (6.5 - 33)_n) с умеренной Eu-аномалией (Eu/Eu^* 0.5 - 0.8), пониженные концентрации Zr и особенно Nb (соответственно 90 - 230 и 2.9 - 5.6) – с наибольшей вероятностью свидетельствуют об их форми-

ровании в результате вулканической активности островодужного типа³.

Породы второй вулканогенной толщи (пиртиярвинская свита) включают высокотитанистые мафитовые вулканиты (TiO_2 1.1 - 1.8) и более кислые вулканиты до дацитов включительно, варьирующие по щелочности от известково-щелочных до субщелочных разностей (муджиериты). Мафитовые лавы умеренно обогащены РЗЭ (La 17 - 19 (45 - 50)_n, Yb 1.9 - 3.8 (7.6 - 15)_n) и характеризуются отрицательной Eu-аномалией (Eu/Eu^* – около 0.8) и повышенными концентрациями Nb (7 - 17). Осадочные породы, подстилающие эту вулканогенную толщу (кувернерйокская свита) и перекрывающие ее (лучломпольская свита), образованы

¹ Здесь и далее значения содержания TiO_2 , SiO_2 , K_2O , Na_2O – в вес. %, Zr, Nb, РЗЭ, K, Rb, Sr, Ni – в г/т.

² Содержание РЗЭ в виде отношений к хондритовому стандарту [33]; (La/Yb)_n – отношения нормированных содержаний.

³ Ограниченность объема публикации позволяет поместить лишь выборочные геохимические диаграммы.

терригенными (в значительной степени красноцветными аркозовыми и кварцевыми метапсаммитами) и карбонатными (песчанистыми и строматолитовыми доломитами и известняками) породами. Анализ геохимических особенностей терригенных осадков позволяет отметить резкое повышение солёности вод палеобассейна. Пик палеосолёности совпадает с признаками протозапоритности, выраженной в появлении альбит-содержащих доломитов, магнетита и метапелитов повышенной магнезиальности [16, 17, 23]. Повышенная щёлочность базальтоидов и их геохимическая специфика наряду с характером ассоциирующих осадков и реконструируемыми условиями седиментации позволяют предполагать образование этой осадочно-вулканогенной формации в континентально-рифтовых условиях.

Породы луостаринской серии перекрыты толщей толеитовых базальтов никельской серии (заполярнинская и матертинская свиты), представленной преимущественно пиллоу-лавами с геохимическими характеристиками океанических базальтов Т- и Е-типа: слабо дифференцированным распределением РЗЭ с содержаниями, варьирующими в пределах от 15 - 30 до 8 - 13 хондритовых стандартов ($La\ 6.1 - 12\ (16 - 32)_n$; $Yb\ 2.1 - 2.9\ (8.4 - 11.6)_n$; $(La/Yb)_n$ – около 1.5 - 2.5; Eu/Eu^* – около 0.85) (рис. 3).

Представления о тектоническом или нормально-стратиграфическом перекрытии пород луостаринской серии пиллоу-лавами никельской серии за более чем 50-летний период геологического изучения Печенгской структуры неоднократно обсуждались геологами. На наш взгляд, данные полевых наблюдений, а также материалы, полученные в результате бурения Кольской сверхглубокой скважины, достаточно убедительно свидетельствуют в пользу тектонической природы контакта между пиллоу-лавами и аркозовыми гравелитами подстилающей лучломпольской свиты [10, 11]. В разрезе толеитовых пиллоу-лав закономерно распределены линзовидные покровы (потоки) пикритов, нередко со структурами, подобными спинифекс, в приконтактных частях [11, 31, 32, 50]. Пикриты характеризуются высокими значениями TiO_2 (в среднем 2.30) и повышенными концентрациями РЗЭ ($La\ 15 - 34\ (40 - 90)_n$; $Yb\ 1.5 - 1.7\ (6 - 7)_n$), при высокой степени дифференцированности последних ($(La/Yb)_n$ – порядка 10) [31, 32] (см. рис. 3). В разрезе пиллоу-лав присутствует также выдержанный по мощности прослой кислых витрокристаллокластических туфов с признаками подводно-оползневых деформаций. Структурно-текстурные особенности этих пород позволяют рассматривать их в качестве подводных отложений пирокластических потоков, распространявшихся над поверхностью водного бассейна. Содержание кремнезема в туфах варьирует широко, достигая в наиболее кислых

разностях 75 - 80% (максимальные концентрации SiO_2 , превышающие 80%, по-видимому, связаны с окремнением пород). Распределение РЗЭ в этих туфах напоминает таковое в пикритах, отличаясь еще большей дифференцированностью ($La\ 65 - 120\ (170 - 320)_n$; $Yb\ 2.4 - 4.2\ (10 - 17)_n$; $(La/Yb)_n$ – около 20) и наличием резко отрицательной Eu -аномалии (Eu/Eu^* – около 0.6) (см. рис. 3). По геохимическим характеристикам пикриты сопоставимы с продуктами внутриплитного магматизма. Тесная ассоциация с толеитами океанического типа позволяет рассматривать их в качестве производных вулканизма океанических островов. Источником извержений кислых пирокластических потоков охарактеризованного типа также могли быть вулканические аппараты океанических островов или прилегающих континентальных окраин. Сходство спектров РЗЭ в пикритах и кислых туфах делает первое предположение более привлекательным.

Присутствующие в разрезе никельской серии осадочные породы неравномерно распределены по разрезу, образуя мощную толщу в ее средней части (ждановская свита или так называемая “продуктивная толща” Печенгской структуры). В составе толщи преобладают вулканокластические осадки и пирокластика, практически повсеместно, хотя и неравномерно обогащенные углестым веществом и сингенетическими сульфидами [11, 17]. Характерный для подстилающих ассоциаций аркозовый материал здесь почти совершенно исчезает сохраняясь в виде изолированных линз гравелитов и конгломератов, представляющих собой отложения подводных конусов выноса.

В отношении условий осадконакопления “продуктивной” толщи выдвигаются различные оценки. Структурно-текстурные особенности значительной части осадков позволяют считать их аналогами современных глубоководных турбидитов [21].

В строении “продуктивной” толщи есть ряд дополнительных особенностей, важных для понимания условий ее формирования и размещения. Толща вмещает многочисленные тела рудоносных габбро-верлитов, с которыми связано медно-никелевое оруденение Печенгского рудного поля. Примечателен факт исключительной избирательности в размещении тел габбро-верлитов, более 90% которых располагается в пределах разреза “продуктивной” толщи. Исключение составляют немногочисленные тела, залегающие среди пиллоу-лав, подстилающих “продуктивную” толщу. По особенностям состава габбро-верлиты коррелируются с пикритами, образующими линзовидные покровы среди толеитовых пиллоу-лав [31, 32, 50] (см. рис. 3). Согласно или субсогласное и полого секущее положение тел габбро-верлитов в “продуктивной” толще, отсутствие высокотемпературных экзоконтактных изменений во вмещающих породах и относитель-

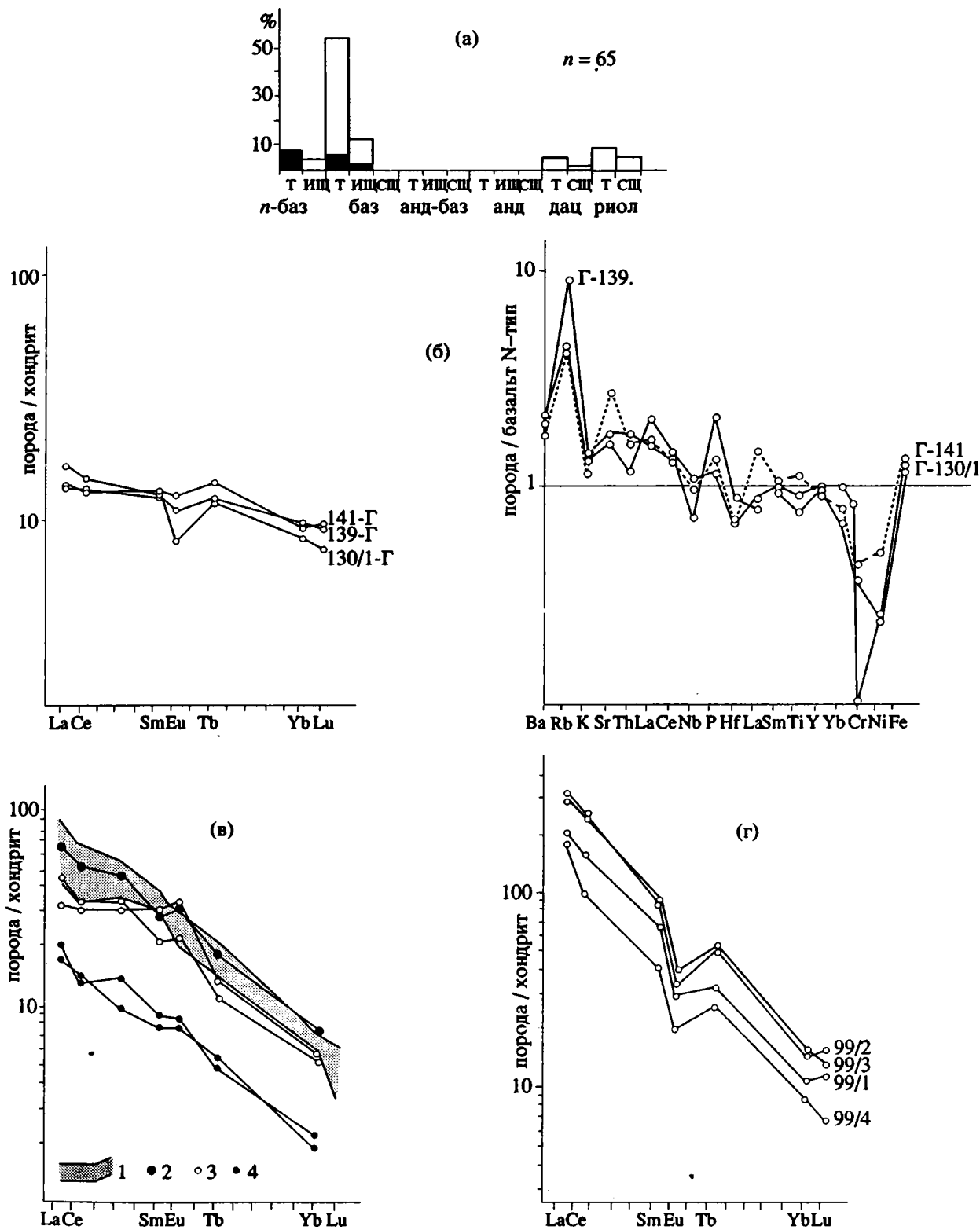


Рис. 3. Распределения элементов для метавулканитов материнской свиты и расслоенных мафит-ультрамафитов печенгского никеленосного комплекса внутриплитного типа из Печенгской структуры раннепротерозойской сутурной зоны: а – петрохимических типов метавулканитов, б – РЗЭ и геохимический спектр базальтов, в – РЗЭ в мафит-ультрамафитах по [31], г – РЗЭ в отложениях пелловых потоков липаритового состава (99/2, 99/3, 99/1, 99/4). Для а – типы пород: п-баз – пикрито-базальты, баз – базальты океанического Т-типа, анд-баз – андезит-базальты, анд – андезиты, дац – дациты и риол – риолиты внутриплитного типа из пелловых потоков. Петрохимические серии: т – толеитовая, ищ – известково-щелочная; сщ – субщелочная. Черным цветом обозначены высокомагнезиальные разновидности (пикрито-базальты – 14 - 20, базальты – 8,5 - 17% MgO). n – количество проб. Для б – базальты: Г-130/1 – известково-щелочной, Г-139 и Г-141 – толеитовые. Для в: 1 – ферропикриобазальты; 2 – габбро; 3 – пироксениты; 4 – перидотиты (верлиты).

ная ограниченность эндоконтактовых изменений самих "интрузивных тел", а также, как правило, тектонический или "тектонизированный" характер их границ позволяют рассматривать совокупность осадочных и магматических пород в разрезе "продуктивной" толщи в качестве чешуйчатонадвиговой системы, подобной аккреционным призмам активных континентальных окраин и островных дуг.

В целом размещение габбро-верлитов и пикритов в пределах разреза, образованного породами океанического типа, геохимические особенности этих пород, а также устанавливаемые в ряде случаев признаки интрузивного внедрения габбро-верлитовой магмы в осадки позволяют предполагать, что формирование пикрит-габбро-верлитовой ассоциации (возможно, включающей и отложения риолит-дацитовых пепловых потоков) было результатом магматической деятельности, аналогичной современному вулканизму океанических островов. Габбро-верлиты в предлагаемой модели рассматриваются в качестве субвулканических образований. Пучковое распределение тел габбро-верлитов в разрезе "продуктивной" толщи дает возможность выдвинуть предположение о подобии реконструируемых вулканических построек асейсмичным подводным хребтам, параллельным трансформным разломам Атлантического океана. Предположение о формировании тел габбро-верлитов в очаговой зоне океанических островов и об их тектоническом размещении в период закрытия океанического бассейна позволяет удачно объяснить исключительную концентрацию этих тел в пределах "продуктивной" толщи (аккреционной призмы) в результате своеобразного "сдиранья" этих выступов подводного рельефа совместно с перекрывающимися осадками в процессе субдукции океанической плиты [18].

Наконец, комплекс пород, образованный преимущественно углистыми, двуслюдяными, биотит- и амфиболсодержащими сланцами с прослоями и линзами низко- и высокотитанистых известково-щелочных базальтов и щелочных базальтоидов в разрезе южного крыла Печенгской структуры, сопоставляется с проявлениями вулканизма окраинно-континентального типа (в широком смысле, т.е. включая и обстановки задугового растяжения) (см., например, [57]).

Близкой последовательностью смены породных ассоциаций характеризуется разрез Имандра-Варзугского отрезка осадочно-вулканогенного пояса. Магматические образования континентально-рифтового типа представлены здесь упоминавшимися выше расслоенными мафит-ультрамафитами массивов Ластъявр, Федоровой и Панских тундр и Имандровского интрузива [15]. Первые три из перечисленных массивов тектонически перекрыты надвинутыми осадочно-вулканогенными толщами. Взаимоотношения этих

толщ с породами Имандровского интрузива не ясны, но, вероятнее всего, имеют тот же характер.

В основании осадочно-вулканогенного разреза (пурначская и кукшинская свиты) Имандра-Варзуги участвуют известково-щелочные и толеитовые базальтоиды, умеренно обогащенные TiO_2 (1.0 - 1.9), близкие E-типу MORB и базальтам задуговых бассейнов по распределению P3Э (La 4.6 - 9.6 (12 - 25)_n; Yb 2.3-3.9 (9 - 16)_n; $(La/Yb)_n$ 1.3 - 16; Eu/Eu^* 0.7 - 0.9). По содержанию Nb (3.3) толеиты близки N-MORB (рис. 4). При близком петрохимическом сходстве их с низкокальциевыми базальтами, участвующими в трапповых ассоциациях, они отличаются от последних низкими содержаниями крупноионных литофильных элементов и легких P3Э. Относительно высокие содержания Ti и элементов с высокочargedными ионами в пурначских толеитах отличают их от типичных пород островодужных серий. Наличие Eu-минимума в принципе не характерно для океанических базальтов, однако подобные распределения P3Э встречены в толеитах осевой части Красноморского молодого океанического рифта. Видимо, наличие Eu-минимума может свидетельствовать о "несовершенстве" процесса на начальной стадии формирования магматической системы спредингового хребта, когда достижение расплавами поверхности было затруднено, чем обеспечивалась дифференциация магм, включающая в том числе и фракционирование плагиоклаза.

Дополнительная специфика метабазальтов кукшинской свиты состоит в несколько пониженных концентрациях элементов с высокочargedными ионами, что сближает их с породами островодужных серий (см. рис. 4). В сочетании с отмеченными выше характеристиками это может быть истолковано как свидетельство формирования базитов в обстановке задугового спрединга над зоной субдукции. Характер осадочных пород и миндалекаменные текстуры лав свидетельствуют об относительной близости береговой линии и источников сноса и о мелководности бассейна, т.е. о его относительно небольших размерах.

Выше располагаются преобладающие в разрезе Имандра-Варзугского отрезка осадочно-вулканогенные толщи островодужного формационного и геохимического типов (сейдореченская, полисарская свиты). Относящиеся к ним вулканы представлены преимущественно низкотитанистыми андезито-базальтами (TiO_2 0.69 - 1.07), умеренно обогащенными легкими P3Э (La 18 - 25 (48 - 66)_n) при наличии отрицательной Eu-аномалии (Eu/Eu^* 0.5 - 0.8), с умеренными содержаниями Nb (3.0 - 5.1) и Zr (110 - 140) (рис. 5). В подчиненном количестве присутствуют низкощелочные дациты и ограниченно – андезиты. В строении верхней половины этой части разреза (полисарская свита) наряду с андезито-базальтами охарактеризованного типа большую роль играют низкотитанистые высокомагнезиальные (кома-

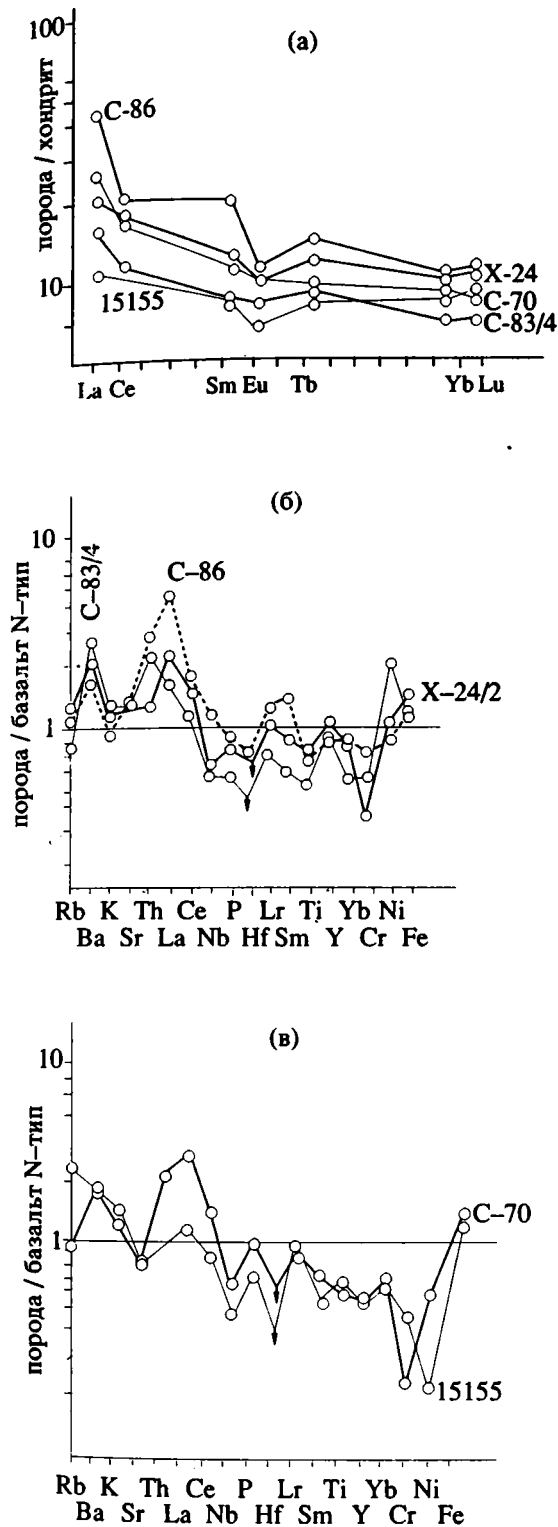


Рис. 4. Распределение РЗЭ (а) и геохимические спектры метабазитов кушинской свиты (океанического Т-типа – С-86, X-24, С-70, С-83/4) из западной (С-86, X-24/2) (б) и восточной (С-70, 15155) (в) частей Имандра-Варзугской структуры раннепротерозойской сутурной зоны.

титовые) базальты, относительно обедненные К, Sr, Zr и обогащенные Сг и Ni, и высокомагнезиальные андезито-базальты. Распределение РЗЭ в коматитовых базальтах характеризуется незначительным обогащением легкими РЗЭ, обеднением тяжелыми РЗЭ и незначительной Eu-аномалией ($La\ 6.3 - 8.4$ (17 - 22)_n; $Yb\ 1.1 - 1.5$ (4.4 - 6)_n; $Eu/Eu^* -$ около 0.9). По характеру и набору пород эта часть Имандра-Варзугского разреза коррелируется с нижней частью Печенгского разреза (маярвинская свита). Геохимические характеристики вулканитов островодужного типа не позволяют достоверно провести более детальную классификацию. Менее обоснованной представляется реконструкция энсиматической островодужной системы, учитывая данные, свидетельствующие об ограниченных размерах океанического бассейна. Более реальным кажется предположение о существовании энсиалической островной дуги, которая тем не менее, судя по преимущественно базитовому характеру вулканизма и значительной роли высокомагнезиальных пород, не достигла высокой степени зрелости. Терригенный характер осадконакопления (с диапазоном от зрелых сейдореченских метапсаммитов и метапелитов до конгломератов полисарской свиты) не противоречит предлагаемой интерпретации.

Перекрывающая островодужную серию осадочно-вулканогенная толща умбинской свиты коррелируется с аналогичными образованиями пиртти-ярвинской свиты Печенги. Нижняя часть вулканогенного разреза сложена метабазами, включающими мощные покровы пикритов и пикрито-базальтов. В верхней части разреза возрастает количество пород среднего состава. Они представлены массивными и флюидалными туфоловами и игнимбритоподобными породами. Среди вулканогенных образований верхнеумбинской подсвиты выделяются также трахибазальты и трахиандезиты. Преобладают в разрезе обогащенные TiO_2 (1.12 - 1.48) известково-щелочные и субщелочные базальты, умеренно обогащенные легкими и обедненные тяжелыми РЗЭ ($La\ 21 - 26$ (56 - 69)_n; $Yb\ 0.9 - 1.7$ (3.6 - 7)_n; $(La/Yb)_n\ 8 - 20$). В отличие от подстилающих островодужных толщ, высокомагнезиальные разности относительно обогащены TiO_2 (1.32 - 1.44). Осадочные породы представлены разнообразными хемогенными (карбонатными, первично-кремнистыми), дифференцированными терригенными (кварцевыми и аркозовыми метапсаммитами, гидрослюдистыми метапелитами) и туфогенными породами. Выказанные выше соображения о вероятной геодинамической обстановке формирования пирттиярвинской свиты в полной мере относятся и к породам умбинской свиты. Однако, учитывая особенности подстилающих толщ, включающих в пределах Имандра-Варзугской структуры вулканиты не только островодужного, но и океанического ти-

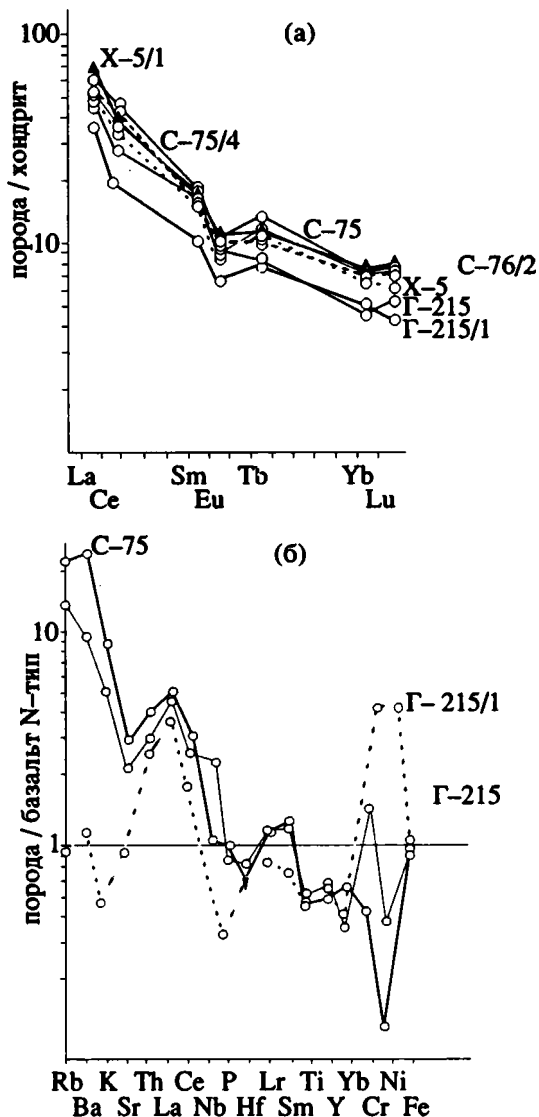


Рис. 5. Распределение РЗЭ (X-5/1, C-75/4, C-75, C-76/2, X-5, Г-215, Г-215/1) (а) и геохимический спектр (C-75, Г-215/1, Г-215) (б) метаандезито-базальтов сейдореченской свиты (островодужного типа) из западной части Имандра-Варзугской структуры раннепротерозойской сутурной зоны.

па, резонно предположить, что обстановка континентального рифтогенеза была структурно и генетически связана с задуговой областью растяжения в тылу активной континентальной окраины.

Наконец, южное крыло Имандра-Варзугской структуры, сохранившееся лишь в ее центральной части, образовано переслаивающимися сланцами, мафитовыми (в том числе, Т и Е-типа MORB), среднего и кислого состава лавами (ильмозерская свита, самингская и панареченская свиты и соленозерская толща томингской серии). Преобладают вулканы островодужного геохимического типа. Панареченские базальты петрохимически близки океаническому типу, но при низких значениях K_2O/Na_2O характеризуются

“неокеаническими” величинами отношений K/Rb (70 - 300) и пониженными концентрациями Cr и Ni . Распределения РЗЭ в базитах повышенной щелочности, средних и кислых эффузивах отличаются от предыдущих более высоким уровнем содержания, особенно легких РЗЭ (La до 100 хондритовых стандартов), и появлением отрицательной Eu -аномалии (Eu/Eu^* в трахиандезитобазальтах – порядка 0.6; в дацитах и риолитах – 0.16 - 0.25).

Учитывая “смешанный” геохимический тип толеитовых базальтов и их сочетание с эффузивами среднего и кислого состава, наиболее приемлемым вариантом представляется отнесение толщи в целом к окраинно-континентальному типу в широком смысле, включая проявления магматизма тыловых зон растяжения. Нетрудно видеть, что характеристики верхних частей разреза Имандра-Варзугской и Печенгской структур близки. Отличие состоит в отсутствии в пределах Имандра-Варзуги мощной толщи пиллоу-лав, подобных породам никельской серии Печенги. Тем не менее в разрезе томингской серии участвует так называемая соленозерская толща, образованная вулканокластическими углистыми осадками того же типа, что и осадки “продуктивной” толщи Печенги. Чрезвычайно важно, что эти породы вмещают линзовидные тела габбро-верлитов, также аналогичные рудоносному комплексу Печенгского рудного поля. По-видимому, соленозерская толща представляет собой редуцированный вариант никельского разреза в пределах Имандра-Варзугской структуры. Как и в предыдущем случае, габбро-верлиты могут рассматриваться в качестве фрагментов корневой зоны вулканических построек океанических островов.

Располагающаяся южнее Печенга-Имандра-Варзугского осадочно-вулканогенного пояса Беломорская континентальная микроплита образована сложно и многократно деформированными породами, метаморфизованными в гранулитовой и амфиболитовой фациях. В строении реконструируемой коллизионной зоны Беломорский “микроконтинент” играет роль надвигавшейся континентальной микроплиты (рис. 6, 7, см. рис. 2). Наиболее приближенная к осадочно-вулканогенному поясу часть “микроконтинента” шириной 30 - 60 км, в пределах которой размещаются многочисленные гранито-купольные структуры, интерпретируется в качестве эродированной окраинно-континентальной плутонической дуги. Спектры РЗЭ в гранитоидах купола Шуони подтверждают предложенную аналогию [36]. Природа располагающихся в пределах этой полосы тел метаультрамафитов (преимущественно серпентинитов по гарцбургитам, реже – верлитам) в рассматриваемом аспекте исследована недостаточно. Возможно, часть из них является собственно интрузивными образованиями. Однако преобладающая часть метаультрамафитов, со-

гласно данным о характере контактов тел и об их внутренней структуре, испытала значительные деформации и будинаж в процессе тектонического размещения. Эти особенности, а также преимущественное расположение тел в краевых зонах куполов и в межкупольных синформах позволяют полагать, что метаультрамафиты могли быть фрагментами океанической литосферы, аккретированной во фронтальной части надвигающейся континентальной микроплиты, вынесенными затем в верхние уровни коры "на плечах" всплывавших мигматит-гранитных куполов (см. рис. 1, 6).

Далее к югу располагаются тектонические покровы лапландско-сальнотундровских и кандалакша-колвицких гранулитов (см. рис. 1, 2, 6, 7), представляющих собой эрозионные останцы некогда значительно более обширной системы покровов [18]. Сопряженное с ними положение занимают породы поднадвиговой области. Непосредственно подстилающая покровы зона тектонического меланжа образована двуслюдяными с кианитом кристаллосланцами-бластомилонитами, биотит-амфиболовыми гнейсами и амфиболитами и включает пластинообразные тела метагаббро-анортозитов. Во фронтальной части покрова и, возможно, в других участках относительно изогнутой подошвы надвига габбро-анортозиты замещены эклогитоподобными кристаллосланцами. Ниже "по разрезу" метагаббро превращены в гранатовые амфиболиты. В некоторых случаях эклогитизации подвергаются и основные гранулиты [38].

Зона тектонического меланжа включает также пластинообразные тела ультрамафитов Нотозерского пояса [4], ориентированные согласно с генеральным направлением сланцеватости вмещающих пород. Проявления контактового метаморфизма отсутствуют. Оливин гарцбургитов и дунитов характеризуется признаками мантийных деформаций [8]. Перечисленные особенности позволяют рассматривать ультрамафиты Нотозерского пояса в качестве отторженцев верхней мантии.

Наконец, еще далее к югу на удалении от сегодняшних границ эрозионных останцов тектонических покровов гранулитов располагаются породы беломорского комплекса позднеархейского возраста (мигматизированные амфиболиты, преимущественно гранатосодержащие, кианитосодержащие гнейсы, биотитовые и биотит-гранатовые гнейсы), образующие систему наклоненных к северо-востоку чешуйчатых надвигов и запрокинутых к юго-западу изоклинальных складок. Хорошо известной особенностью этих пород является специфический характер структурно-метаморфических преобразований в условиях амфиболитовой фации низкоградиентной (Т/Р) кианит-силлиманитовой серии [2, 5 и др.], интенсивно проявившихся в конце раннего

протерозоя (около 1.85 млрд. лет назад, U-Pb-метод по цирконам) [3, 13, 14]. Согласно альтернативной точке зрения [5, 6], структурно-метаморфические преобразования этого типа свойственны продолжительному (2.95 - 2.02 млрд. лет) этапу позднеархейско-раннепротерозойской эволюции беломорского комплекса, т.е. охватывали промежуток времени почти в 1 млрд. лет. Это мнение опирается на данные Rb-Sr-метода по породе в целом. Учитывая особенности применявшихся методов геохронологических исследований и геодинамическую позицию процессов метаморфизма, автор считает более обоснованной первую точку зрения.

Кратко охарактеризованные выше особенности состава и метаморфизма пород Беломорской микроплиты и особенности образуемого ими структурного ансамбля позволяют интерпретировать их как результат геологических процессов во фронтальной (магматическая дуга) и в тыловой (система тыловодужных надвигов) областях активной континентальной окраины, получивших дальнейшее развитие в результате последующей коллизии Кольской и Беломорской континентальных микроплит (см. рис. 2, 6, 7). Структурные и метаморфические особенности пород беломорского комплекса являются непосредственным следствием их преобразования в условиях раннепротерозойской поднадвиговой области. При этом перевернутый тип метаморфической зональности пород параавтохтона [38, 41] связывается с соответствующим распределением температур в подошве тектонического покрова, образованного породами нижней коры, сохранявшими значительные запасы глубинного тепла. Предполагается, что мощность тектонических покровов (ныне в значительной степени эродированных) могла достигать 10 - 20 или даже 30 км, судя по оценкам параметров метаморфизма [2, 38, 52, 58]. Одним из следствий надвигообразования должно было быть относительно быстрое погружение скученной коры, чем, в частности, могут быть объяснены низкоградиентные метаморфические преобразования пород поднадвиговой области. Предлагаемая интерпретация согласуется с присутствием в области распространения пород беломорского комплекса мелких изолированных тел альпинотипных ультрамафитов, подобных нотозерским, маркирующих положение подошвы системы тектонических покровов.

Дополнительные осложнения структурного ансамбля Беломорской микроплиты связаны с тыловодужным поясом гранит-мигматитовых и гнейсовых сводов и куполов, сформировавшихся в результате гранитообразования и реоморфизма скученной континентальной коры (см. рис. 6, 7).

Отметим еще одну примечательную особенность размещения тектонических покровов гранулитов в более широком региональном пла-

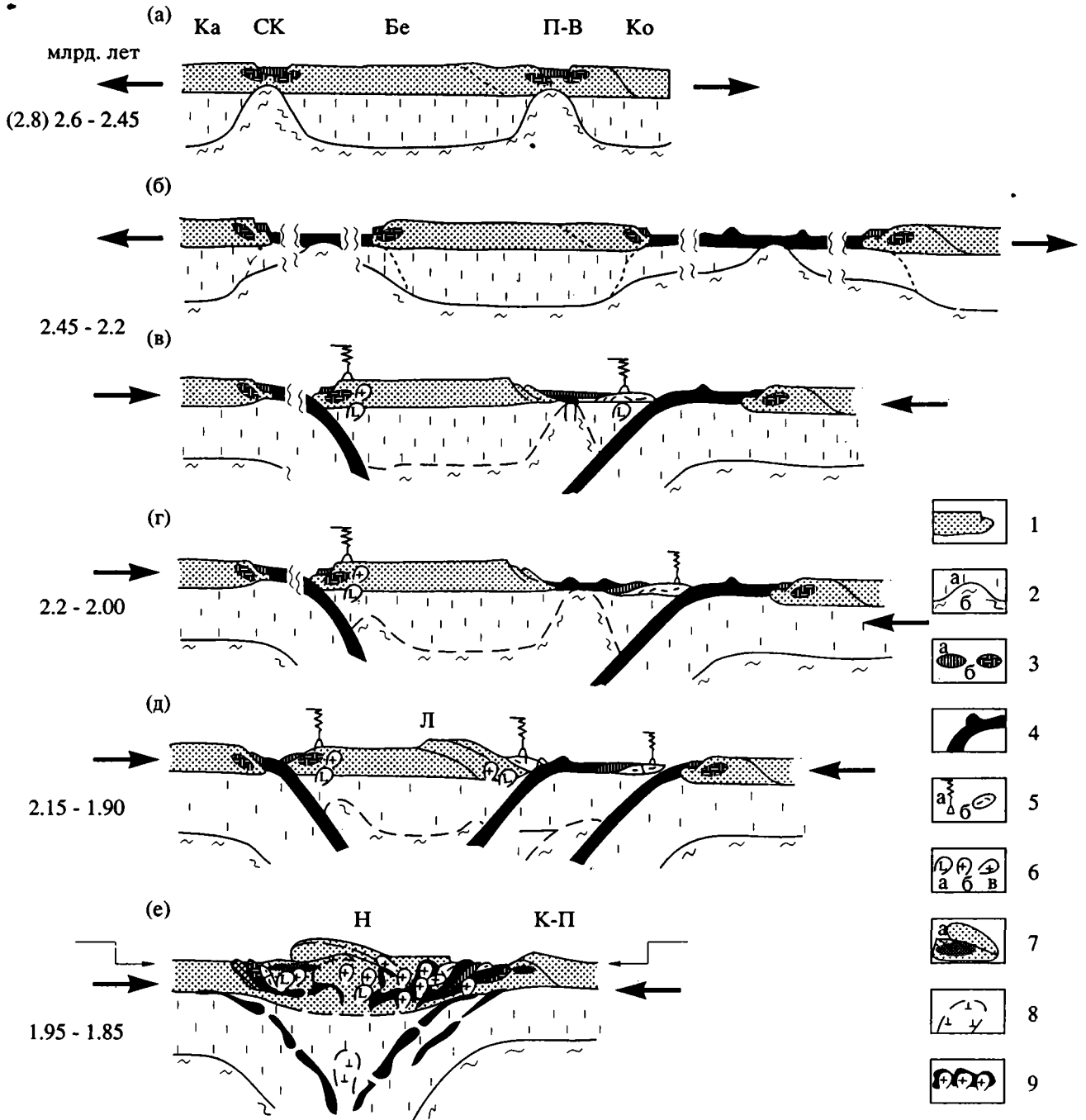


Рис. 6. Реконструкция последовательности геодинамических обстановок формирования коллизионных структур раннего протерозоя северо-востока Балтийского щита (разрез). Обстановка растяжения: а – континентальный и б – океанический рифтогенез. Обстановка сжатия – последовательные стадии: закрытия микроокеанов в процессе субдукции (в, г) и континентальной коллизии (д, е). 1 – континентальная кора, 2 – мантия: а – литосферная, б – астеносфера; 3 – породные ассоциации континентальных рифтов: осадочно-вулканогенные комплексы (а), интрузивные тела расслоенных мафит-ультрамафитов (б); 4 – океаническая кора и вулканические постройки океанических островов; 5 – активные окраины континентов: проявления вулканической деятельности (а), осадочно-вулканогенные комплексы (б); 6 – проявления магматизма над зоной субдукции: габброидного (а), гранитоидного (б), диоритоидного (в); 7 – тектонические покровы (а), чешуйчато-надвиговые структуры и низкоградиентный метаморфизм поднадвиговых зон (б); 8 – мантийные астенолиты в тылу активных континентальных окраин; 9 – коллизионные гранит-мигматитовые и гранито-гнейсовые купола, увлекающие кверху фрагменты океанической литосферы. Буквенные обозначения: зеленокаменные пояса (сутурные зоны): СК – Северо-Карельский, П-В – Печенга-Варзугский; микроконтиненты: Ка – Карельский, Бе – Беломорский, Ко – Кольский; тектонические покровы: Л – Лапландский, К-П – Кейвско-Пороносозерский; своды сложного строения: Н – Нотозерский, П-А – Печенгско-Аллареченский.

не: они приурочены к той из микроплит в восточной части Балтийского щита, которая, как можно предполагать, подвергалась максимальным сжимающим напряжениям в период коллизии, поскольку Беломорская плита оказалась зажатой между двумя зонами субдукции, погружавшимися навстречу одна другой (см. рис. 6).

Определенные усложнения в относительно простую модель вносятся наложением раннепротерозойских структурно-метаморфических преобразований на архейские породы пододвигавшейся Кольской микроплиты. Эти преобразования в зоне сочленения позднеархейских Мурманской микроплиты и Кейвского микроконтинента [26] протекали в условиях низкотемпературных субфаций амфиболитовой фации низкоградиентной кианит-силлиманитовой серии (см. рис. 6). Их уместно связывать с возобновлением надвигообразования в связи с ремобилизацией шовной зоны позднеархейского возраста (см. рис. 6, 7) на завершающей стадии закрытия Печенго-Варзугского океана и раннепротерозойской коллизии. Проявления низкоградиентного диафореза установлены также и в породах Центрально-Кольской зоны [2], где они, по-видимому, также связаны с повторной активизацией позднеархейских взбросо-надвиговых структур.

Как показано выше, раннепротерозойский коллизионный пояс Кольского полуострова может рассматриваться в качестве региональной структуры, сохранившей фрагменты породных ассоциаций, формировавшихся в течение последовательных стадий полного геодинамического цикла (цикла Уилсона). Последовательные стадии эволюции раннепротерозойских геодинамических обстановок в восточной и северо-восточной частях Балтийского щита отражены на рис. 6, 7. Датирование этих стадий опирается на результаты геохронологических исследований с применением изохронных U-Pb, Pb-Pb, Rb-Sr и Sm-Nd-методов и их обобщение в рамках модели "сутурной зоны" [1, 3, 6, 20, 25 - 27, 30, 34, 37, 42, 59]. Последовательность включает:

1. Континентальный рифтогенез (внедрение расслоенных мафит-ультрамафитов с сингенетической вкрапленностью медно-никелевых сульфидов) – 2.49 - 2.40 млрд. лет назад.

2. Последовавшее за ним раскрытие линейного океанического бассейна (Печенга-Варзугского микроокеана) не датировано.

3. Субдукцию океанической литосферы в южном направлении (в современных координатах), возможно, завершившуюся почти полным исчезновением океанического бассейна (формирование островодужных андезито-базальтов, размещение щелочных гранитов в тыловодужной области), – 2.36 - 2.22 млрд. лет назад.

4. Рифтогенез, фиксирующий начало растяжения в задуговой области (к югу от сформировав-

шихся окраинно-континентальных и островодужных серий предыдущего этапа), – около 2.15 млрд. лет назад. Примечательно, что эта дата с минимальными отклонениями повторена при датировании целого ряда событий. Сюда относятся: 1) щелочной вулканизм пирттиярвинской свиты Печенгской структуры; 2) ранний гранитоидный магматизм окраинно-континентального типа и, возможно, реоморфизм и куполообразование в породах пододвигавшейся Кольской плиты; 3) умеренно-высокоградиентный метаморфизм гранулитовой фации первого этапа метаморфизма пород Лапландского гранулитового пояса [52, 59], образовавших позднее тыловодужные надвиги.

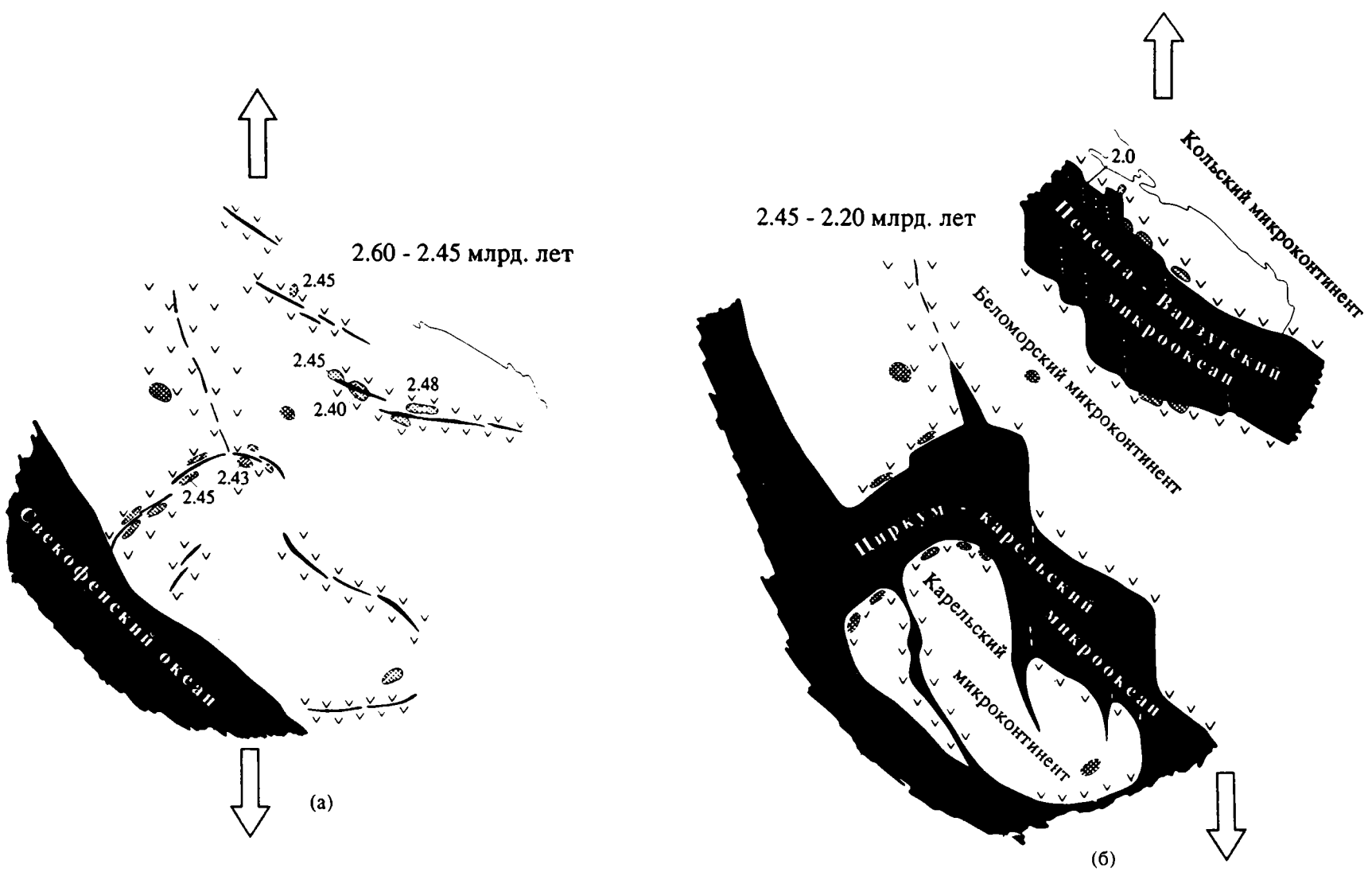
5. Формирование океанической коры задуговых бассейнов, сопровождавшееся ростом вулканических построек океанических островов (как можно предположить, связанных с трансформными разломами раскрывавшегося бассейна): излияния и интрузии Cu-Ni-носных пикритовых лав и извержения кислых пирокластических потоков – 2.02 - 1.98 млрд. лет; мафит-ультрамафитовый магматизм близкого петрогеохимического типа в связи с континентальными продолжениями трансформных разломов на сопредельной территории Кольской плиты (дайки Нясюкского пояса, массив Карикъявр с сингенетической вкрапленностью Cu-Ni-сульфидов) – 1.97 - 1.94 млрд. лет.

6. Окраинно-континентальный магматизм, свидетельствующий о субдукции литосферы задуговых бассейнов под окраину Беломорской микроплиты, который характеризуется теми же датами (гранитоиды южного обрамления Печенга-Имандра-Варзугского пояса) – 2.02 - 1.94 млрд. лет.

Приведенные оценки возраста свидетельствуют о том, что на общем фоне относительно медленной тектонической эволюции раскрытие и последующее закрытие задуговых бассейнов осуществлялось в относительно быстром темпе и бассейны, вероятно, не достигали сколько-нибудь значительных размеров.

7. Процессы переходного этапа от сближения к коллизии континентальных микроплит (формирование тыловодужного надвигового пояса, сопровождавшееся выведением горных пород из области гранулитового метаморфизма, и мафитовый магматизм в тылу (?) активной окраины) – 1.95 - 1.90 млрд. лет.

8. Континентальную коллизию, возраст которой непосредственно зафиксирован временем тектонического размещения покровов лапландских гранулитов. Наиболее достоверной оценкой времени этого события является возраст поднадвигового низкоградиентного метаморфизма – 1.85 млрд. лет. В этот период происходили также процессы переотложения рудного вещества и формирование богатых эпигенетических Cu-Ni-руд Печенгского и Алареченского рудных райо-



- МИЩ
- 1 [Empty box]
 - 2 [Box with 'a' and 'б' and dots]
 - 3 [Box with diagonal lines]
 - 4 [Box with inverted triangles]
 - 5 [Box with dashed lines]
 - 6 [Box with curved lines]
 - 7 [Box with oval shape]
 - 8 [Box with diagonal lines and dots]
 - 9 [Box with irregular shape]
 - 10 [Box with dots]
 - 11 [Box with oval shape and dots]
 - 12 [Box with two small shapes]
 - 13 [Box with '2.45' and diagonal lines]

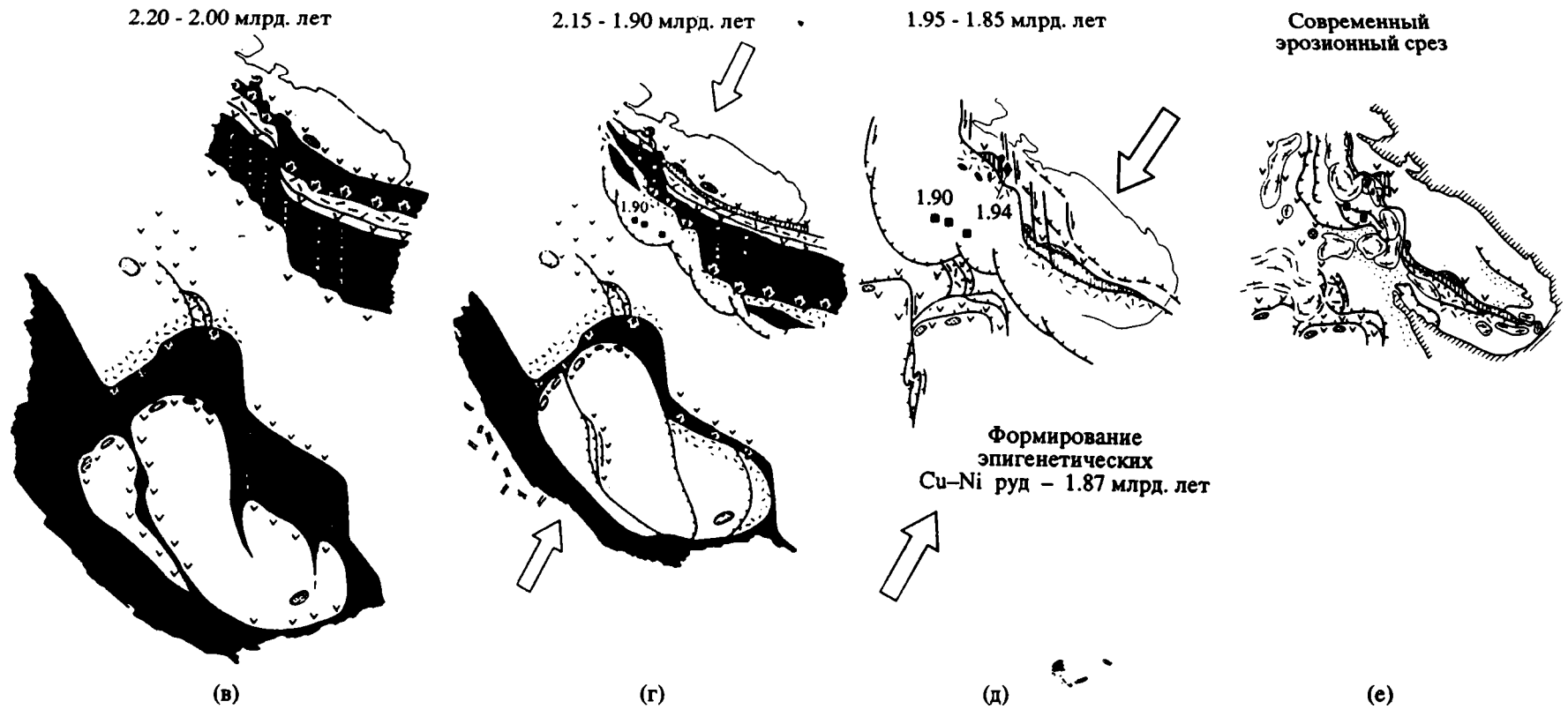


Рис. 7. Реконструкция последовательности геодинамических обстановок формирования коллизионных структур раннего протерозоя северо-востока Балтийского щита (план). Обстановка растяжения: а – континентальный рифтогенез, внедрение расслоенных тел мафит-ультрамафитов; б – раскрытие Печенга-Варзугского и Циркум-Карельского микроокеанов, формирование океанической литосферы. Обстановка сжатия: в – субдукция океанической литосферы микроокеанов, формирование систем активных континентальных окраин (островных дуг), развитие задугового спрединга с образованием океанической литосферы задуговых бассейнов и вулканических построек океанических островов; г – закрытие Печенга-Варзугского и Циркум-Карельского микроокеанов в процессе субдукции, формирование аккреционных призм, включающих отторженцы океанической литосферы и фрагменты вулканических построек океанических островов (в том числе тела габбро-верлитов – корневые зоны вулканических построек островов), начало образования тыловодужных надвиговых систем, выводящих к поверхности тела мафитов и ультрамафитов, ранее размещенных в основании активной континентальной окраины; д – коллизия Кольского, Карельского и Беломорского микроконтинентов, фрагментирование и подъем мафит-ультрамафитов субдуцированной океанической литосферы вследствие “всплывания” гранито-гнейсовых и гранит-мигматитовых куполов, гидротермально-метасоматические преобразования и формирование эпигенетических сульфидных медно-никелевых руд; е – современный эрозионный срез. 1 – континентальная кора; 2 – океаническая кора: а – трансформные разломы, б – связанные с ними вулканические постройки океанических островов; 3 – фрагменты тектонических покровов океанической коры; 4 – реликты породных ассоциаций континентальных рифтов, осевые зоны рифтов; 5 – породные ассоциации островных дуг и активных континентальных окраин; 6 – субдукция океанической литосферы; 7 – гнейсовые, мигматитовые и гранитоидные купола и своды; 8 – области высокобарного метаморфизма; 9 – разломы: а – трансформные сдвиги, б – надвиги; 10 – аккреционная система Свекофенского океана; 11 – тела расслоенных мафит-ультрамафитов; 12 – мафиты и ультрамафиты: тела, перемещенные тыловодужными надвигами (а), интрузивы в связи с континентальными (пассивными) отрезками трансформных разломов (б), фрагменты субдуцированной океанической литосферы, испытавшие подъем вследствие “всплывания” куполов (в); 13 – возраст размещения мафит-ультрамафитов.

нов (1.87 млрд. лет). Процессы сводообразования в пределах утолщенной коры в поднадвиговой области, последовавшие за надвигообразованием, к сожалению, остались не датированными. Локальное куполо- и пегматитообразование в поднадвиговой области характеризуется оценками возраста в 1.77 - 1.67 млрд. лет. Близкими датами характеризуются наиболее поздние проявления низкоградIENTного метаморфизма в связи с реактивированными надвиговыми зонами пододвигавшейся Кольской микроплиты.

Размещению в результате куполообразования или интрузивного внедрения порфиroidных плагиомикроклиновых, частью аляскитовых гранитов, традиционно рассматриваемых в качестве заключающих раннепротерозойский цикл эндогенной активности, отвечает широкий интервал значений возраста: 2.11 - 1.82 млрд. лет (несколько более молодые даты были получены Rb-Sr изохронным методом; согласно Ю.Д. Пушкареву [25], отмеченное расхождение связано с относительно более поздним закрытием Rb-Sr изотопных систем этих гранитоидов).

Таким образом, раннепротерозойский цикл геодинамической активности охватил весьма значительный временной интервал – приблизительно с 2.45 до 1.70 млрд. лет назад, общей продолжительностью около 750 млн. лет. В том числе продолжительность первой стадии (завершившейся до начала задугового растяжения 2.15 млрд. лет назад) составила около 250 млн. лет, продолжительность второй стадии – около 500 млн. лет.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Опыт реконструкций геодинамических обстановок раннепротерозойской геологической эволюции Кольского полуострова свидетельствует о возможности достаточно непротиворечивого сопоставления структурно-вещественных ассоциаций и структурных ансамблей раннего протерозоя с ассоциациями и ансамблями фанерозоя и современных геодинамических обстановок в соответствии с концепцией тектоники плит. По особенностям строения и размерам раннепротерозойский коллизийный пояс Кольского полуострова (учитывая его продолжение в фундаменте Русской плиты) в целом вполне сопоставим с аналогичными структурами фанерозоя. Нетрудно, например, заметить значительное сходство латеральных рядов раннепротерозойских структур Кольского полуострова (с СВ на ЮЗ) и палеозойских структур Урала (с запада на восток: метаморфический пояс Урал-Тау – зеленокаменные породы погружающегося к востоку Тагильского “синклинория” – гранитно-купольные структуры Урало-Тобольского “антиклинория”).

Более сложно оценить специфику раннепротерозойской геодинамики. Несколько неожиданной является относительно большая продолжительность и замедленность раскрытия океанических бассейнов, реконструируемых в раннем протерозое Кольского полуострова. Возможно, эта особенность каким-то образом связана с окраинным (задуговым) характером этих бассейнов. Наконец, как неоднократно отмечалось ранее в качестве специфической черты раннедокембрийских зеленокаменных поясов [7, 46 и др.], весьма ограниченное участие андезитов в вулканогенных разрезах окраинно-континентального и/или островодужного типов, что, по-видимому, связано с особенностями раннепротерозойской субдукции (имея в виду режим РТ-условий, размеры и скорость движения плит и др.). Вместе с тем для более детального анализа необходимы дополнительные исследования.

В следующей публикации мы надеемся продемонстрировать, что подобное сопоставление возможно и для позднеархейского этапа геологической истории, по крайней мере применительно к интерпретации позднеархейских структур Кольского полуострова.

Автор благодарит Д.И. Мусатова за инициативу в постановке и последующую поддержку палеогеодинамических исследований на территории Кольского полуострова. Он признателен своим коллегам – сотрудникам Московской опытно-методической космоаэрогеологической экспедиции ПГО “Аэрогеология”, участвовавшим в проведении этих исследований, особенно Н.И. Колпакову, Н.М. Куниной и Е.Я. Шенкману за критические обсуждения затронутых проблем, а Н.М. Куниной – за любезное предоставление материалов геохимических исследований.

ЛИТЕРАТУРА

1. Авакян К.Х., Мельников В.Ф., Минеев С.Д., Бибилова Е.В., Буякайте М.И., Колесов Г.М. Сравнительный анализ гранулитов Кольского полуострова: геохимия, возраст // Эволюция докембрийской литосферы: Тезисы докладов. Л.: Изд-во АН СССР, 1991. С. 148 - 150.
2. Беляев О.А., Бушмин С.А., Володичев О.И., Глебовицкий В.А., Клейн В.М., Кулешевич Л.В., Петров В.П., Северин В.В. Фации метаморфизма восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1990. 144 с.
3. Бибилова Е.В. Уран-свинцовая геохронология ранних этапов развития древних щитов. М.: Наука, 1989. 179 с.
4. Виноградов Л.А. Формация альпинотипных гипербазитов в юго-западной части Кольского полуострова // Проблемы магматизма Балтийского щита. Л.: Наука, 1971. С. 147 - 153.
5. Володичев О.И. Беломорский комплекс Карелии (геология и петрология). Л.: Наука, 1990. 248 с.
6. Горюхов И.М., Кутявин З.П., Володичев О.И. и др. Rb-Sr геохронология беломорского комплекса (За-

- падное Беломорье) // Проблемы геохронологии и изотопной геологии. М.: Наука, 1983. С. 32 - 54.
7. Грачев А.С., Федоровский В.С. Зеленокаменные пояса докембрия: рифтовые зоны или островные дуги? // Геотектоника. 1977. № 6. С. 103 - 117.
 8. Добржиницкая Л.Ф. Деформации магматических пород в условиях глубинного тектогенеза. М.: Наука, 1989. 287 с.
 9. Загородный В.Г., Предовский А.А., Басалаев А.А. и др. Имандра-Варзугская зона карелид (геология, геохимия и история развития). Л.: Наука, 1982. 280 с.
 10. Казанский В.И., Боронихин В.А. и др. Соотношения между деформациями, метаморфизмом и петрофизическими свойствами пород в Печенгском рудном районе // Внутреннее строение рудоносных докембрийских разломов. М.: Наука, 1985. С. 6 - 47.
 11. Кольская сверхглубокая / Ред. Козловский Е.А. М.: Недра, 1984. 490 с.
 12. Кременецкий А.А., Овчинников Л.Н. Геохимия глубинных пород. М.: Наука, 1986. 262 с.
 13. Лобач-Жученко С.Б., Бибилова Е.В., Левченко О.А., Пушкарев Ю.Д. Геохронология восточной части Балтийского щита // Методы изотопной геологии и геохронологическая шкала. М.: Наука, 1986. С. 77 - 134.
 14. Лобач-Жученко С.Б., Кратц К.О., Герлинг Э.П. и др. Геохронологические рубежи и геологическая эволюция Балтийского щита // Л.: Наука, 1972. 193 с.
 15. Магматические формации докембрия / Ред. Бельков И.В. Л.: Наука, 1985. 176 с.
 16. Мележик В.А. Состав вод докембрийских бассейнов по геохимическим данным // Изв. АН СССР Сер. геол. 1987. № 9. С. 100 - 110.
 17. Мележик В.А., Предовский А.А. Геохимия раннепротерозойского литогенеза (на примере северо-востока Балтийского щита). Л.: Наука, 1982. 208 с.
 18. Минц М.В., Житников В.А., Шенкман Е.Я. Геодинамическое моделирование раннепротерозойских структур северо-востока Балтийского щита (к составлению геодинамической карты Кольского полуострова): Препринт. М.: ИМГРЭ, 1989. 42 с.
 19. Минц М.В., Колпаков Н.И., Шенкман Е.Я. Геодинамическая модель и некоторые особенности формирования и размещения медно-никелевого оруденения Кольского полуострова // Геодинамические модели некоторых нефтегазоносных и рудных районов. Л.: Недра, 1987, С. 58 - 70.
 20. Минц М.В., Цьонь О.В., Соботович Э.В. Время формирования лапландских гранулитов, гранит-мигматитовых куполов и зеленокаменного пояса Печенга-Имандра-Варзуга // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1989. № 5. С. 83 - 91.
 21. Негруца В.З. Раннепротерозойские этапы развития восточной части Балтийского щита. Л.: Недра, 1984. 270 с.
 22. Новые данные по геохимии и геохронологии изотопов докембрия Кольского полуострова. / Ред. Митрофанов Ф.П., Балашов Ю.Д. Препринт. Ч. 1, 2. Апатиты: ГИ КНЦ АН СССР, 1990. 35 с. 33 с.
 23. Предовский А.А. Реконструкция условий седиментогенеза и вулканизма. Л.: Наука, 1980. 152 с.
 24. Пушкарев Ю.Д. Мегациклы в системе кора-мантия. Л.: Наука, 1990. 216 с.
 25. Пушкарев Ю.Д., Кравченко М.П., Рюнгенен Г.И., Смолькин В.Ф. Геохимия изотопов свинца и серы в связи с проблемой генезиса сульфидного медно-никелевого оруденения // Новые данные по месторождениям никеля Кольского полуострова. Апатиты: Кол. ФАН СССР, 1985. С. 72 - 88.
 26. Пушкарев Ю.Д., Кравченко Э.В., Шестаков Г.И. Геохронологические реперы докембрия Кольского полуострова. Л.: Наука, 1978. 135 с.
 27. Пушкарев Ю.Д., Рюнгенен Г.И., Смолькин В.Ф., Шуркина Л.К. Геохимия изотопов свинца в связи с особенностями формирования рудообразующих систем никеленосных базит-гипербазитов Кольского полуострова // Изотопная геохимия процесса рудообразования. М.: Наука, 1988. С. 150 - 166.
 28. Радченко А.Т. Структура Имандра-Варзугской зоны // Геологическое строение и развитие структурных зон Кольского полуострова. Апатиты: Кол. ФАН СССР, 1980. С. 59 - 69.
 29. Ремизова А.М. Зоны сочленения структур карелид в аспекте современных геодинамических концепций // Строение и метаморфическая эволюция главных структурных зон Балтийского щита. Апатиты: Кол. ФАН СССР. 1987. С. 13 - 18.
 30. Скуфьин П.К., Пушкарев Ю.Д., Кравченко М.П. Вулканытты муджерит-трахитовой формации в Печенгской вулкано-тектонической депрессии // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1986. № 1. С. 18 - 29.
 31. Смолькин В.Ф., Вревский А.Б., Хански Е. Эволюция высокомагнезиальных первичных магм северо-востока Балтийского щита // Докл. АН СССР. 1987. Т. 296. № 1. С. 210 - 214.
 32. Смолькин В.Ф., Шарков Е.В. Высокоцитанитные пикриты – специфические магматические образования этапа перехода от раннего к позднему докембрию // Докл. АН СССР. 1989. Т. 309. № 1. С. 164 - 168.
 33. Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора, ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 384 с.
 34. Тугаринов А.И., Бибилова Е.В. Геохронология Балтийского щита по данным цирконометрии // М.: Наука, 1980. 131 с.
 35. Федотов Ж.А. Эволюция протерозойского вулканизма восточной части Печенга-Варзугского пояса (петрохимический аспект). Апатиты: Кол. ФАН СССР, 1985. 119 с.
 36. Цьонь О.В. Возраст докембрийских пород Пурначской зоны и смежных районов Кольского полуострова // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1989. № 1. С. 42 - 49.
 37. Цьонь О.В., Минц М.В., Костюченко П.Г., Лапшин С.Г. Возраст, геохимические особенности и генезис гранитоидов обрамления Печенгской вулкано-тектонической депрессии // Геохимия. 1988. № 7. С. 1012 - 1019.
 38. Шарков Е.В. Эклогиты в метагаббро-анортозитах Сальных и Колвицких тундр (Кольский полуостров) // Докл. АН СССР. 1982. Т. 266. № 6. С. 1449 - 1454.
 39. Эволюция земной коры и эндогенной металлогенетической зональности северо-восточной части Балтийского щита / Ред. Бельков И.В. Л.: Наука, 1987. 109 с.
 40. Alapieti T. The Koillismaa layered igneous complex – its structure, mineralogy and geochemistry, with empha-

- sis on the distribution of chromium // *Bull. Geol. Surv. Finland*. 1982. № 319. 116 p.
41. *Barbey P., Convert J., Moreau B. et al.* Petrogenesis and evolution of an Early Proterozoic collisional orogenic belts: the granulite belt of Lapland and the Belomorides (Fennoscandia) // *Bull. Geol. Soc. Finland*. 1984. V. 56. Pt. 1 - 2. P. 161 - 188.
 42. *Bernard-Griffiths J., Peucat J.J., Postaire B. et al.* Isotopic data (U-Pb, Rb-Sr, Pb-Pb and Sm-Nd) on mafic granulites from Finnish Lapland // *Prec. Res.* 1984. V. 23. P. 325 - 348.
 43. *Berthelsen A., Marker M.* Tectonics of Cola collision suture and adjacent Archean and Early Proterozoic terrains in the north-eastern region of the Baltic Shield (Part 1). // *Tectonophysics*. 1986. V. 126. P. 31 - 55.
 44. *Bibikova E.V., Mitrofanov F.P., Balashov Y.A., Bogdanova S.V.* The age and the extent of the Archean in the eastern Baltic Shield // *The second symposium on the Baltic Shield*. Abstracts. Lund. Sweden. June 5 - 7. 1990. P. 16.
 45. *Bridgwater D., Schiotte L.* Crustal evolution in the North Atlantic craton between 3.9 and 2.5 Ga // *The second symposium on the Baltic Shield*. Abstracts. Lund. Sweden. June 5 - 7. 1990. P. 22.
 46. *Condie K.C.* Archean greenstone belts. Amsterdam: Elsevier Sci. Publ. Comp., 1981. 434 p.
 47. *Daly J.S., Mitrofanov F.P.* Late Archean crust from Voche-Lambina area, USSR // *The second symposium on the Baltic Shield*. Abstracts. Lund. Sweden. June 5 - 7. 1990. P. 31.
 48. *Gaal G., Gorbatshev R.* An outline of the Precambrian evolution of the Baltic Shield // *Prec. Res.* 1987. V. 35. P. 15 - 52.
 49. Geological map pre-Quaternary rocks Northern Fennoscandia. Scale 1 : 1 000 000. Helsinki: Nordkallot Project, 1987.
 50. *Hanski E.J., Smolkin V.F.* Pechenga ferropicrites and other Early Proterozoic picrites in the eastern part of the Baltic Shield // *Prec. Res.* 1989. V. 45. P. 63 - 82.
 51. *Helmstaedt H., Padghem W.A., Brothy J.A.* Multiple dykes in lower Cam Group, Jellowknife greenstone belt: evidence for Archean sea-floor spreading? // *Geology*. 1986. V. 14. № 7. P. 562 - 566.
 52. *Hörmann P.K., Raith M., Raase P. et al.* The granulite complex of Finnish Lapland: petrology and metamorphic conditions in the Ivalojokey-Inarijärvi area // *Bull. Geol. Surv. Finland*. 1980. V. 308. 95 p.
 53. *Huhma H., Sakko M.* Sm-Nd and Pb isotopic study of Early Proterozoic continental mafic rocks in the Perapohja area, Northern Finland // *Proterozoic geochemistry*. Abstracts. Lund. Sweden. June 3 - 16. 1987. P. 47 - 48.
 54. *Jahn M., Vidal P., Kröner A.* Multichronometric ages and origin of Archean tonalitic gneisses in Finnish Lapland: a case for long crustal residence time // *Contrib. Miner. and Petrol.* 1984. V. 86. P. 398 - 408.
 55. *Kontinen A.* An Early Proterozoic ophiolite - the Jormua mafic-ultramafic complex, northeastern Finland // *Prec. Res.* 1987. V. 35. № 1. P. 313 - 341.
 56. *Kröner A.* Precambrian plate tectonics // *Precambrian plate tectonics* / Ed. Kröner A. Amsterdam: Elsevier, 1981. P. 57 - 91.
 57. *Marker M.* Early Proterozoic (c. 2000 - 1900 Ma) crustal structure of the northeastern Baltic Shield: tectonic division and tectogenesis // *Norges. Geol. Und. Trondheim*, 1985. V. 403. P. 55-74.
 58. *Marker M.* Tectonic interpretation and new crustal modelling along the Polar profile, northern Baltic Shield // *Proceedings of the Sixth Workshop on the European Geotraverse (EGT) Project*. Strasbourg, 1990. P. 9 - 22.
 59. *Meriläinen K.* The granulite complex and adjacent rocks in Lapland, Northern Finland // *Bull. Geol. Surv. Finland*. 1976. V. 281. 129 p.
 60. *Nutman A.P., Bridgwater D.* Early Archaean Amitsoq tonalites and granites of the Isukasia area, southern West Greenland: development of the oldest-known sial // *Contrib. Miner. and Petrol.* 1986. V. 94. № 2. P. 137 - 148.
 61. *Patchett P.J., Todt W., Gorbatshev R.* Origin of continental crust of 1.9 - 1.7 Ga age: Nd isotopes in the Svecofennian orogenic terrains of Sweden // *Prec. Res.* 1986. V. 35. P. 145 - 160.
 62. *Scott D.J., Bickle M.J.* Field relationships in the early Proterozoic Purtunij Ophiolite, Lac Watts and Purtunij map areas, Quebec // *Geol. Surv. Canada*. 1991. Paper 91 - 1C. P. 179 - 188.

Рецензент А. С. Новикова

Paleotectonic Reconstructions of the Early Precambrian in the Eastern Baltic Shield. 1. Early Proterozoic

M. V. Mints

Early Precambrian structure-material associations and structural assemblages of the Kola Peninsula have been correlated with type plate-tectonic geodynamic settings. The lateral series of Kola's Early Proterozoic structures includes from northeast to southwest: (1) the subducting Kola micro-plate that incorporated structural elements of the antecedent Late Archean collision zone; (2) the Pechenga-Imandra-Varzuga suture zone of monoclinical, mostly SW-inclined volcano-sedimentary units, suggestive of continental-rifting, oceanic, island-arc and/or continental-margin settings; (3) the obducting Belomorian micro-plate of Archean rocks undergone anew to structural and metamorphic transformations under conditions of the Early Proterozoic collision. The Belomorian micro-plate incorporates units interpreted as: an eroded continental-margin magmatic arc; a system of back-arc thrusts that have led to the earth surface the lower crust granulites; parautochthone rocks metamorphosed under low-gradient P-T conditions and high pressure; a back-arc belt of granite-migmatic and gneiss domes and arcs.

СКЛАДЧАТОСТЬ ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

© 1993 г. Е. А. Рогожин

Институт физики Земли РАН, Москва

Поступила в редакцию 24.05.91 г.

Качественный и количественный анализ морфологии складчатости показал ее неоднородность в палеозойских толщах центрального сегмента Южного Тянь-Шаня. На фоне постепенного упрощения складчатости от осевых частей горной системы к периферическим, участки сравнительно интенсивных дислокаций чередуются с менее напряженными полями. Первые приурочены к антиклинориям и крупным антиклиналям, вторые – к синклинориям и крупным синклиналям. Изучение истории формирования складчатости позволяет установить факт наследования новейших орогенных структур от антиклинориев и синклинориев. Дисгармоничная складчатость Южного Тянь-Шаня, по-видимому, результат совместного действия двух причин – внешнего субгоризонтального сокращения толщ геосинклинального комплекса и их адекватии.

ВВЕДЕНИЕ

Герцинская складчатая система Южного Тянь-Шаня является эталонным районом, при изучении которого сформулированы основные положения учений о глубинных разломах, о фациях и формациях осадочных и магматических пород, разработаны представления о геологии и механике сдвиговых и шарьяжных структур [6, 7, 23]. Территория детально расчленена на структурно-формационные зоны, в которых выявлены главные складчатые сооружения: антиклинорий и синклинорий (рис. 1) [1, 5 - 7, 9, 12, 13, 15 - 18, 20, 23 - 25, 29, 30]. Однако систематических исследований палеозойской складчатости здесь фактически не проводилось, в связи с чем автором с разной степенью детальности проведено полевое структурное изучение ряда районов Южного Тянь-Шаня.

МЕТОДИКА СБОРА ДАННЫХ И ИХ ИНТЕРПРЕТАЦИИ

Для получения информации о реальной форме складчатых и разрывных структур были проведены специальные полевые работы, в течение которых делались пересечения вкрест простирания складчатой системы. При этом документировались особенности строения складок разных размеров, мелкая складчатость, кливаж, будинаж, плейчатость, фиксировались проявления наложенных складок двух и более генераций как в осадочных, так и в особенности – метаморфизованных толщах. В тех случаях, когда крупные складки не прослеживаются или видны лишь их фрагменты, изучалось положение моноклинально залегающих пакетов пород. Особое внимание уделялось определению положения подошвы и кровли пластов. Отмечались все мелкие

и крупные разрывы, специально исследовались зоны региональных разломов. Все собранные данные о складках и разрывах сводились на структурно-геологические разрезы масштаба 1:10000 или 1:25000. Разрезы задавались вкрест простирания складчатых зон приблизительно на равных расстояниях друг от друга. Таким образом, изученные районы были более или менее равномерно обеспечены структурными наблюдениями [9, 25 - 27].

Анализ разрезов не дает полной картины строения района. Можно только выделить и проследить по простиранию зоны разных типов нарушений. Понять же взаимоотношения дислокаций разных порядков и зональность складчатости можно лишь в процессе площадных исследований. Такие работы проводились на наиболее сложных участках и там, где пересечения располагаются сравнительно редко [25].

Главной задачей исследований было как можно более детальное расчленение складчатости по морфологическим типам, поскольку палеозойды Южного Тянь-Шаня традиционно считались равномерно и линейно смятыми, т.е. голоморфными [24, 29, 30], а полевые наблюдения убеждают в обратном – в существенной неоднородности складчатости [17, 18, 25 - 27].

Для того чтобы выделение и прослеживание продольных и поперечных неоднородностей складчатой структуры носило объективный характер, была использована предложенная и опробованная ранее формализованная методика количественной оценки морфологической сложности складчатости – МС [26]. Методика предназначена для анализа серий детальных структурно-геологических разрезов, пересекающих складчатые области вкрест простирания. Оценка прово-

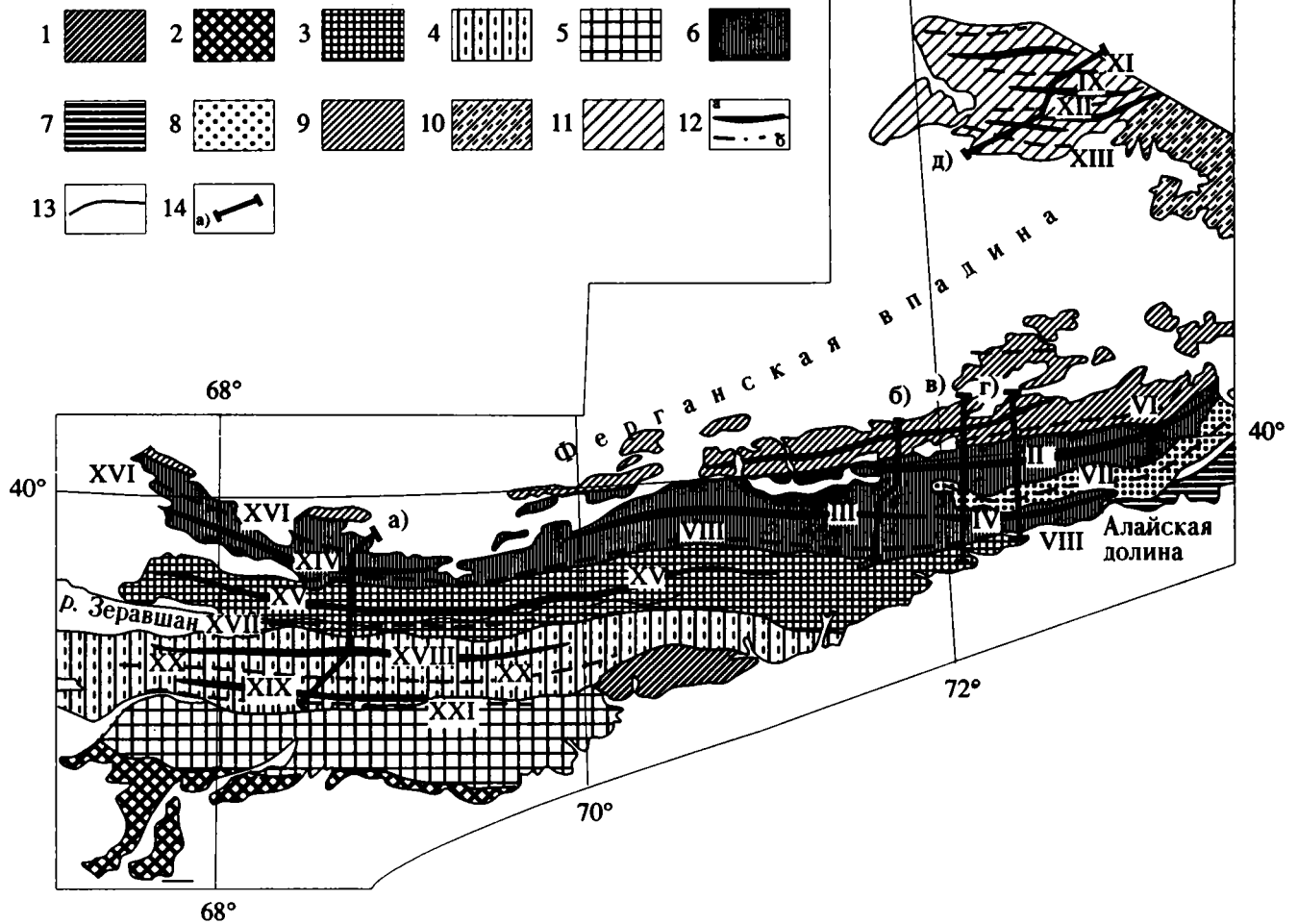
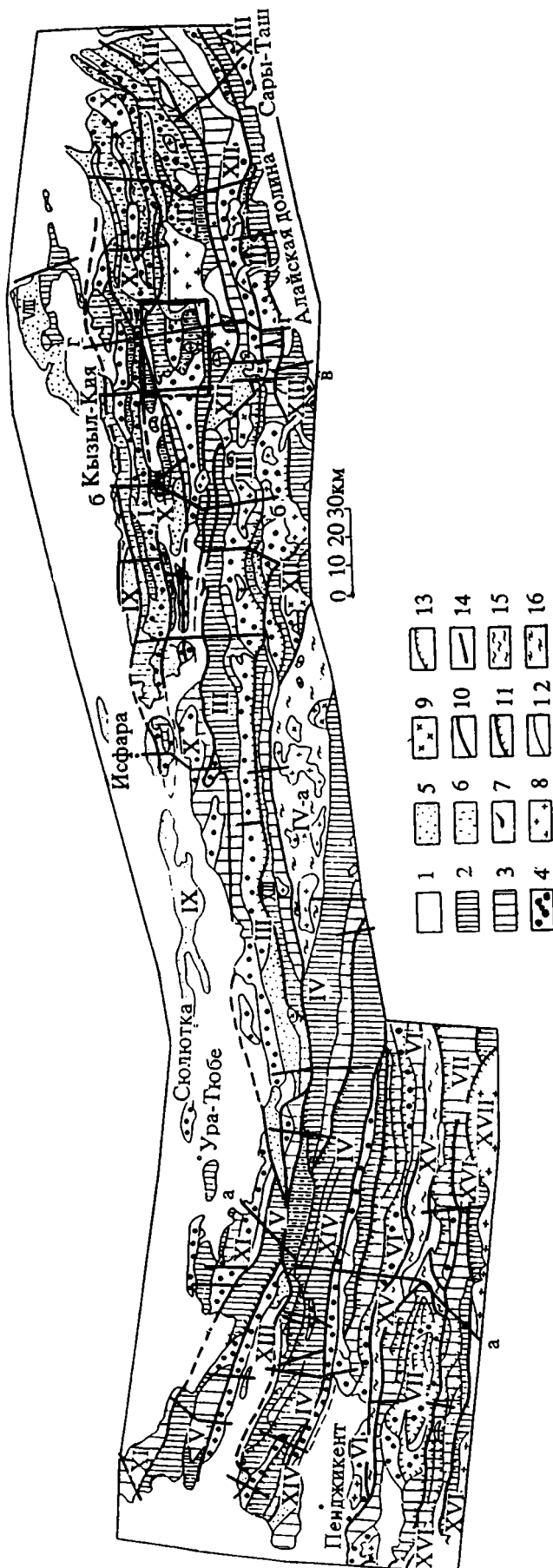


Рис. 1. Схематическая карта структурно-формационных зон, главных антиклинорий и синклиний Южного Тянь-Шаня. 1 – Гармский блок метаморфизованных пород; 2 – 10 – структурно-формационные зоны: 2 – Байсунская, 3 – Южно-Гиссарская, 4 – Зеравшано-Гиссарская, 5 – Зеравшано-Туркестанская, 6 – Туркестано-Алайская, 7 – Восточно-Алайская, 8 – Сурметаишская, 9 – Карачатырская, 10 – Ферганского хребта; 11 – Баубашатинский горный узел; 12 – крупнейшие складчатые структуры: а – антиклинории: 1 – Каузанский, II – Кичикалайский, III – Ходжаачканский, IV – Кульгеджилинский, IX – Каиндинский, X – Сересуйский, XIV – Мальгузарский, XV – Зеравшано-Туркестанский, XVIII – Зеравшанский, XIX – Гиссарский), б – синклинии (V – Араванский, VI – Охнинско-Талдыкский, VII – Сурметаишский, VIII – Дараут-Туркестанский (Курганакский), XI – Исфанджайлооский, XII – Керейский, XIII – Сарыбельско-Майлисуйский, XVI – Зааминский, XVII – Китут-Урметанский, XX – Фанско-Маргибский, XXI – Зиддинско-Каракульский; 13 – границы структурно-формационных зон, 14 – положение структурно-геологических разрезов (см. рис. 3).

дится в пределах предварительно выделенных соизмеримых участков разрезов, на которых фиксируется сеть структурных признаков, совокупность которых необходима и достаточна для отнесения складчатости к известным морфологическим разновидностям: угол между крыльями складок, степень подобия формы анти- и синклиналей, наличие секущего кливажа, соотношение ширины замков и крыльев складок, угол падения осевых поверхностей складок, соотношение количества более крупных и более мелких складок, положение зеркала мелкой складчатости. Выделяемые голоморфный ($MC = 1.0$) и промежуточный ($MC = 0.1$) типы складчатости [2 - 4], характерные соответственно для центральных и

периферических зон складчатых систем, оказываются с помощью применения данной методики двумя крайними членами постепенного ряда более дробных морфологических разновидностей.

Автор в основном проводил анализ форм мелких складок – таких, которые можно наблюдать в полевых маршрутах. Для Южного Тянь-Шаня уверенно выделяется по размерам четыре порядка складок. К первому относятся складки с шириной и высотой в десятки и протяженностью в сотни километров. Ширина и высота складок второго порядка – километры, протяженность – десятки километров. Для третьего порядка эти величины составляют соответственно – сотни метров и километры. Складки четвертого поряд-

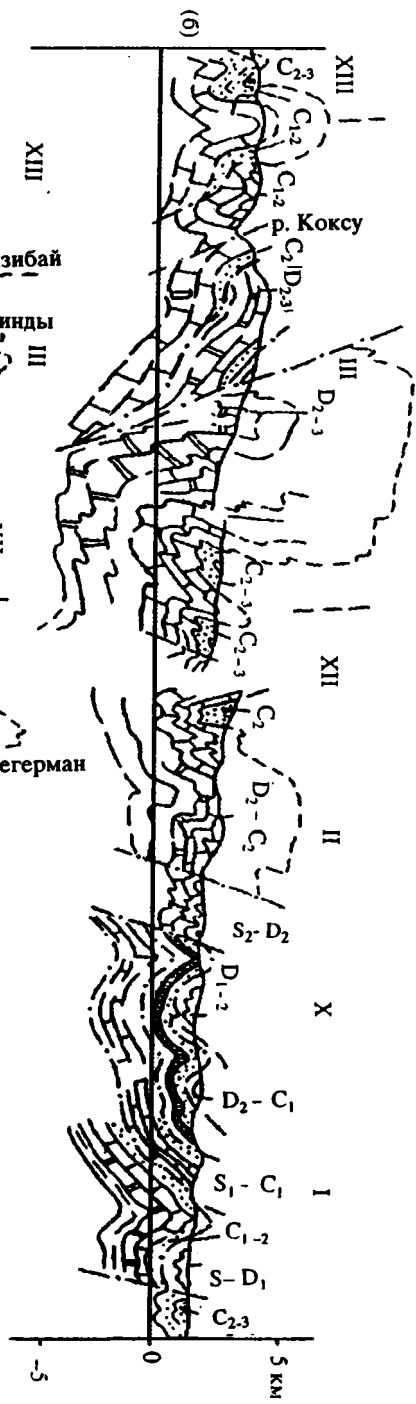
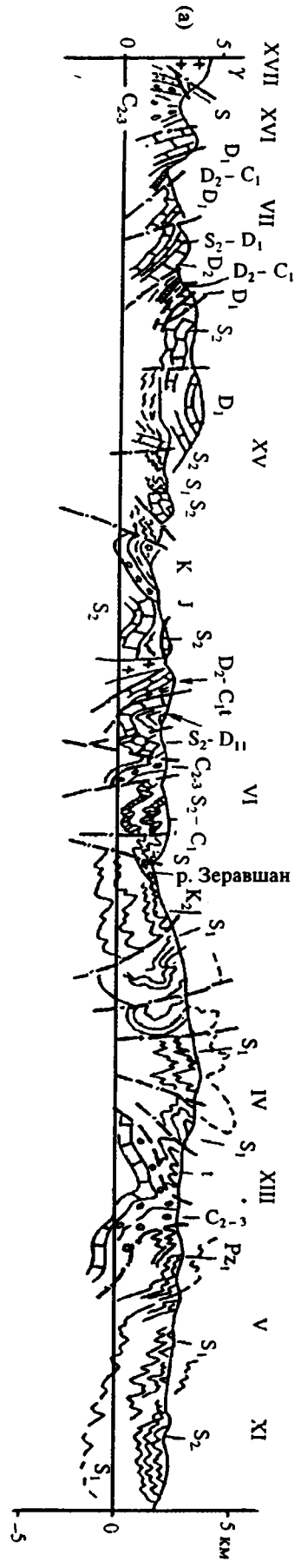


ка наблюдаются непосредственно в обнажениях, так как их размеры измеряются метрами и десятками метров (до первой сотни метров).

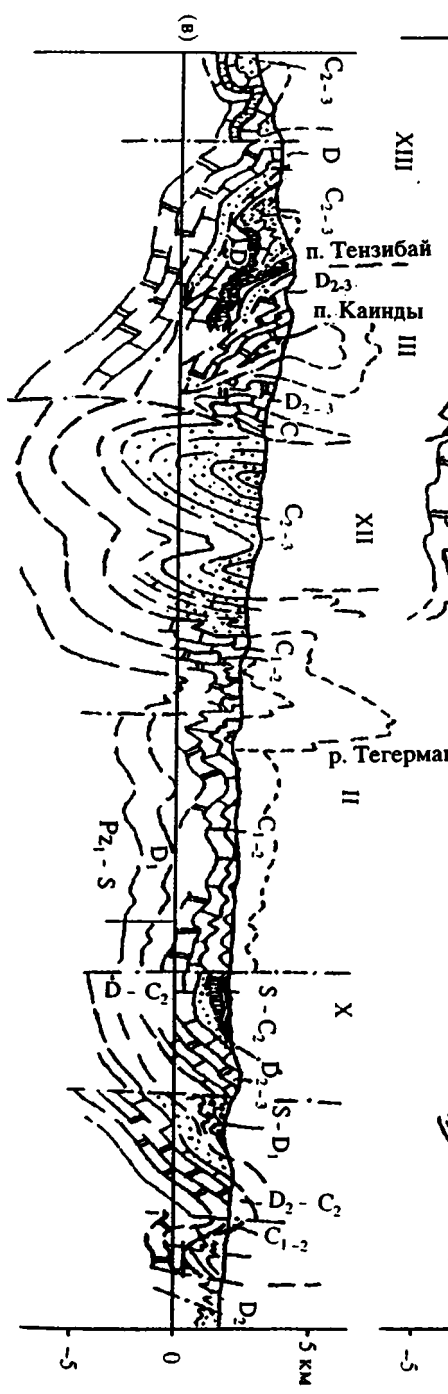
Оценка MC на выделенных в пределах геологического разреза участках позволяет проследить и представить в количественном виде неоднородность формы мелких складок на площади путем интерполяции полученных величин по всем имеющимся геологическим разрезам. Оценка MC можно сопоставить с ранее применявшимися качественными оценками интенсивности складчатости, более привычными для широкого круга геологов [32]. Наиболее высокие значения MC (0.75 - 1.0) соответствуют зоне наиболее тесно сжатых изоклиальных и килевидных складок, средние значения MC (0.6 - 0.7) – зоне менее интенсивной остроугольной складчатости. Сравнительно низкие значения MC (0.3 - 0.55) соотносятся с зоной дугообразных, округлых складок, а совсем низкие оценки MC (0.1 - 0.25) характерны для промежуточной складчатости.

Изучение морфологии соскладчатых разрывных нарушений проводилось с помощью традиционных приемов, используемых в структурной геологии [2, 4]. На каждом разрезе наклонные разрывы классифицировались по морфологическим типам – сбросы, взбросы и надвиги. Затем по величинам относительного смещения разновозрастных слоев в крыльях выявляли абсолютную величину вертикального и горизонтального (взбросо-надвигового или сбросового) смещения,

Рис. 2. Карта морфологических типов складчатости центрального сегмента Южного Тянь-Шаня. 1 – мезозойские и кайнозойские отложения; 2 - 5 – зоны морфологических разновидностей складчатости: 2 – сжатых, изоклиальных и килевидных складок ($MC = 0.8 - 1.0$), 3 – менее сжатых линейных складок ($MC = 0.6 - 0.75$), 4 – дугообразных и гребневидных складок ($MC = 0.25 - 0.55$), 5 – коробчатых, корытообразных складок и флексур ($MC = 0.1 - 0.2$); 6 – зоны шарьяжного строения; 7 – ультрабазиты; 8 - 9 – массивы интрузивных пород: 8 – гранитоидов, 9 – щелочных образований; 10 – границы крупных складчатых структур (антиклинорий и синклинорий); 11 – то же, совпадающие с региональными разломами взбросо-надвиговой морфологии; 12 – границы зон морфологических разновидностей складчатости; 13 – то же, совпадающие с крупными разломами; 14 – линии структурно-геологических разрезов (буквами а, б, в, г отмечены разрезы, показанные на рис. 3); 15 – зеленосланцевые толщи; 16 – кристаллические сланцы и гнейсы; 17, 18, 19 – то же, что и знаки 2, 3, 4 (соответственно), но в аллохтонном залегании. Цифры на карте: антиклинорий (I – Каузанский, II – Кичикалайский, III – Ходжаачканский, IV – Зеравшано-Туркестанский, IVa – Туркестанская зона метаморфизма, V – Мальгузарский, VI – Зеравшанского хребта, VII – Гиссарский), синклинорий (VIII – Араванский, IX – Учкурганский, X – Охниско-Талдыкский, XI – Зааманский, XII – Сурметанский, XIII – Дараут-Туркестанский (Курганакский), XIV – Кистут-Урметанский, XV – Фанско-Маргибский, XVI – Зиддинско-Каракульский, XVII – Южно-Гиссарская структурно-формационная зона. Рамкой показано положение рис. 4



ПОЛОЖИН



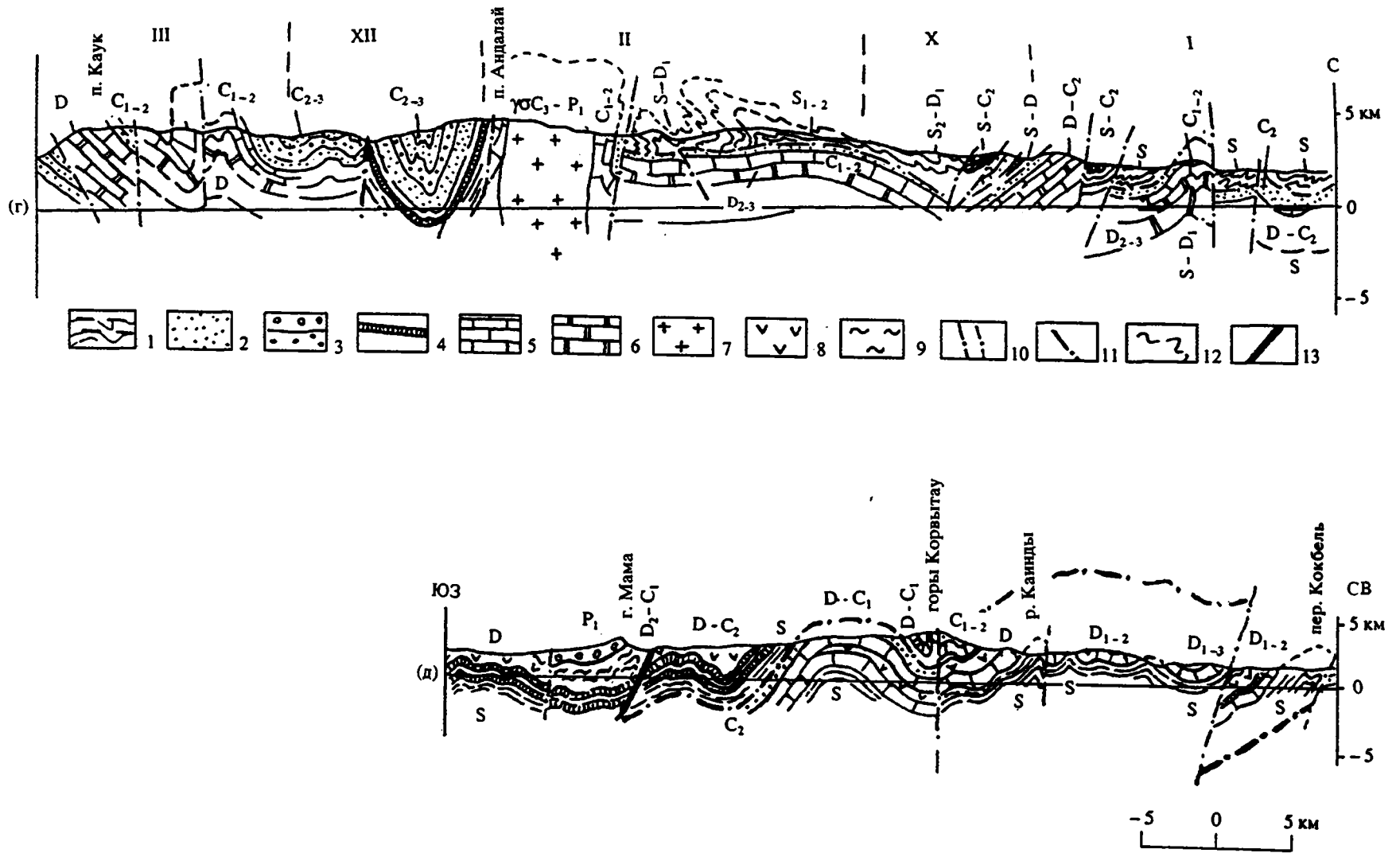


Рис. 3. Генерализованные структурно-геологические разрезы Южного Тянь-Шаня по рекам: а) Алтыкол-Хушикат-Фан-Дарья-Искандер-Дарья-Канчоч; б) Шакимардан-Аксу, в) Исфайрамсай-Каинды-Дараутсай, г) Абишрсай-Тегермач-Андалай-Каук, д) Майлису-Сересу-Керей-Карасу. Названия крупных складчатых структур (римские цифры) и положение разрезов см. на рис. 2.1-7 - осадочные породы: 1 - глинистые сланцы, алевролиты; 2 - песчаники; 3 - конгломераты, гравелиты; 4 - кремни; 5 - известняки; 6 - доломиты, доломитизированные известняки; 7-8 - магматические породы: 7 - гранитоиды, 8 - андезито-базальты, лавобрекчии, туфобрекчии; 9 - зеленые сланцы; 10 - крутые разломы; 11 - поверхности сместителей тектонических покровов; 12 - складчатые структуры, реконструированные "в воздухе" и на глубину.

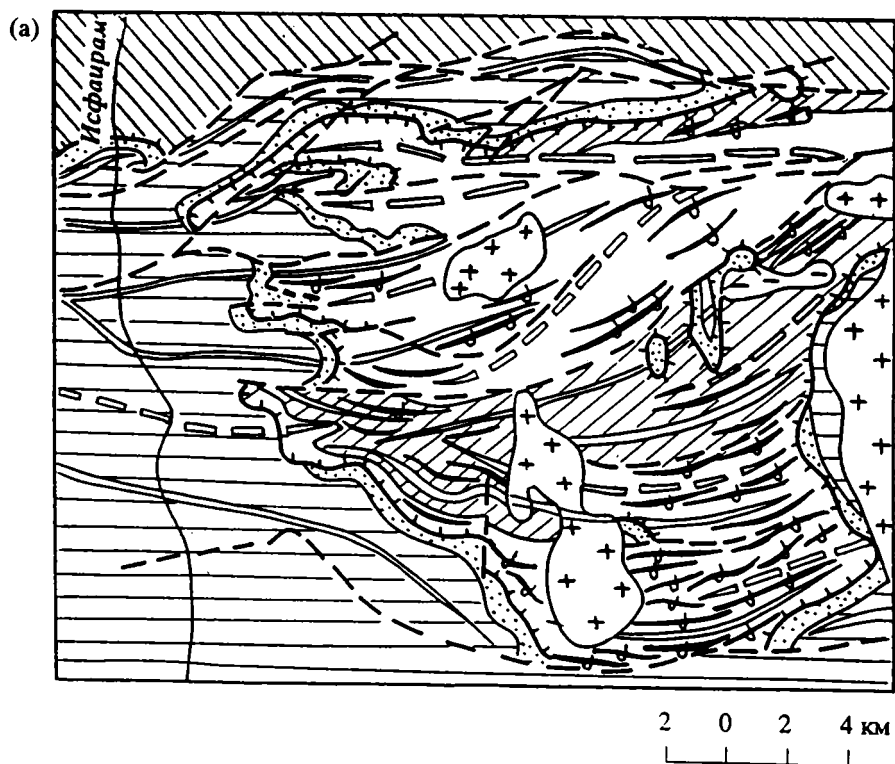
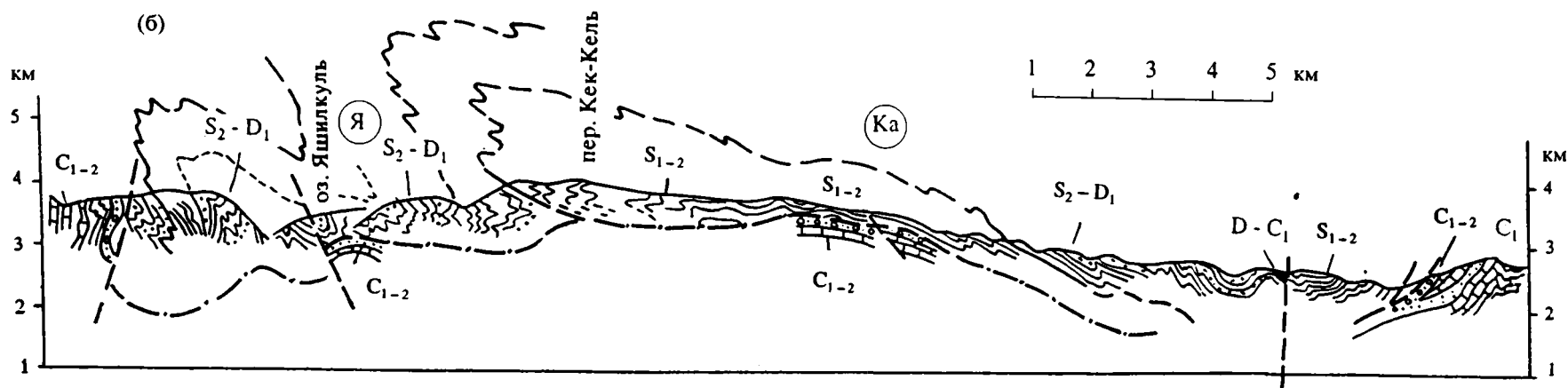


Рис. 4. Структурно-геологическая карта (а) и разрез (б) Тегермачского тектонического покрова по долинам рек Абишурсай, Кёк-Кель, Тегермач. 1 - 4 - образования Туркестано-Алайской зоны (на карте); 1 - 2 - комплексы автохтона: 1 - известняковая и известняково-доломитовая формации, 2 - флишиодная морская моласса; 3 - 4 - аллохтонный комплекс: 3 - нижний силур (аспидная формация), 4 - верхний силур-нижний девон (нижняя терригенно-флишиодная и карбонатная формации); 5 - образования Карачатырской зоны; 6 - граница шарьяжа; 7 - разломы; 8 - 9 - крупные складки (8 - антиклинали, 9 - синклинали); 10 - мелкие антиклинали (а - вертикальные, б - опрокинутые и лежащие); 11 - гранитоиды. Для разреза условные обозначения см. на рис. 3. Буквы в кружках показывают положение тектонических окон: Я - Яшилкульского, К - Капчигайского.



а по всей системе разрывов вычисляли относительные цифры сжатия-растяжения в процентах к общей протяженности разреза.

Оценка смещений по разрывам проводилась в рамках крупных складчатых сооружений: антиклинориев и синклинориев, что позволяет охарактеризовать последние не только с точки зрения неоднородности пликвативных нарушений, но и оценить вклад разрывов в общую деформацию.

МОРФОЛОГИЧЕСКАЯ НЕОДНОРОДНОСТЬ СКЛАДЧАТО-РАЗРЫВНОЙ СТРУКТУРЫ

С наибольшей детальностью исследованы складчатые сооружения Туркестано-Алая [25 - 27]. Складчатые зоны характеризуются здесь сложным стилем геосинклинальной линейной складчатости с развитием грандиозных антиклинориев и синклинориев на фоне широкого распространения доскладчатых шарьяжей.

Зеравшано-Гиссарская зона изучена отдельными пересечениями, но детальные структурные работы М.Г. Леонова [17, 18] позволили составить представление о ее строении. Здесь характерно развитие складчато-чешуйчатых структур, причем многочисленные чешуйчатые надвиги не связываются в единую систему шарьяжных пластин [18].

Из рассмотрения выпадают Южно-Гиссарская и Байсунская тектонические зоны в связи с тем, что первая практически полностью занята гранитоидами Гиссарского плутона, а вторая плохо обнажена. Поэтому систематическое изучение морфологии складчатости здесь затруднено. Наконец, район Баубашатинского горного узла в северо-восточной Фергане охарактеризован лишь одним разрезом, в связи с чем материал по этому пересечению рассматривается только при сопоставлении его структуры с материалом лучше изученных зон.

Изучение всех этих районов Южного Тянь-Шаня позволяет составить общее представление о строении его центрального сегмента (рис. 2, 3), главными структурными элементами которого являются тектонические покровы, крупные антиклинории и синклинории, система региональных и локальных разломов.

Формирование герцинских тектонических покровов предваряет "главное" складкообразование. Пакеты шарьяжных пластин наподобие стратиграфических толщ сминаются в складки и участвуют в строении синклинориев и в меньшей степени антиклинориев [6, 7, 9, 15]. С движением тектонических покровов связано образование ранних складок "волочения", встречаемых в аллохтонных пластинах. Они наиболее хорошо развиты и многочисленны в их фронтальных частях. В тыловых частях шарьяжей складки этого типа редки. Здесь часто фиксируются зоны субгоризонтального растяжения слоев. Внутренняя складчатая структура аллохтона показана на при-

мере детально изученного автором Тегермачского останца (рис. 4). Тектонические покровы сложены породами эвгеосинклинального и лептогеосинклинального формационных рядов пород среднего палеозоя. Они наиболее широко развиты в северных зонах Южного Тянь-Шаня: Карачатырской, Туркестано-Алайской и Баубашатинской, на границе с Фергано-Кызылкумским срединным массивом и почти полностью отсутствуют в осевых зонах системы – Зеравшано-Туркестанской, Зеравшано-Гиссарской. Интересно, что шарьяжи одинаково хорошо представлены как в случае интенсивного развития более поздней складчатости (Алайский хребет, рис. 3в - 3г), так и в случае сравнительно скромных ее проявлений (Баубашата, рис. 3д), что свидетельствует о независимом характере процессов образования шарьяжей и складчатости. Между региональными разломами и крупными складчатыми сооружениями связь имеется: разломы разделяют многие антиклинории и синклинории, ряд синклинориев образовался вдоль зон крупных разломов.

Мелкая складчатость разной морфологии в пределах крупных складчатых сооружений и складчатой системы в целом размещается крайне неравномерно. Анализ этой морфологической неравномерности проводится раздельно для антиклинориев и синклинориев, чтобы иметь возможность сравнивать складчатые дислокации в литологически сходных породах.

На территории Южного Тянь-Шаня рассмотрена структура семи антиклинориев, имеющих субширотное простирание и протяженность в сотни километров при ширине 15 - 30 км (с севера на юг): Каузанский, Кичикалайский, Ходжаачканский – для Алайской части складчатой системы, и Мальгузарский, Зеравшано-Туркестанский, Зеравшанского хребта и Гиссарский – для Туркестано-Гиссарской части (рис. 1). Антиклинории сложены в основном автохтонными карбонатными или терригенными отложениями миогеосинклинального типа среднепалеозойского возраста и часто подставляют друг друга кулисообразно. Так, Кичикалайский антиклинорий к юго-западу подставляется Ходжаачканским, а тот в свою очередь – Зеравшано-Туркестанским (рис. 1).

Вкрест простирания складчатой системы Южного Тянь-Шаня морфология складчатости изменяется. Крупные складки (I порядка), образующие ядра и крылья антиклинориев осевой части складчатой системы (Зеравшано-Туркестанского, Ходжаачканского, Зеравшанского хребта), осложнены многочисленными линейными, узко сжатыми, часто изоклинальными, более мелкими складками (II - IV порядков), которые наряду с локальными разрывами образуют в сечении каждого антиклинория веер, открытый сверху. Встречаются также чашеобразные брахиморфные складки и чешуйчато-складчатые структуры.

Крупные и осложняющие их складки антиклинориев (Каузанского, Кичикалайского, Мальгузарского, Гиссарского) имеют по большей части округлую или гребневидную форму, реже встречаются остроугольные дислокации. Характерна моновергентная ориентировка структурных элементов, направленная к окраинам складчатой системы или отсутствие вергентности.

Подсчет коэффициента избыточной длины слоев [8] для каждого из описанных антиклинориев показывает, что наибольшие величины достигаются в осевом Зеравшано-Туркестанском антиклинории (1.89) и постепенно убывают в окраинных актиклинориях (до 1.28 - 1.31). Как было показано выше, в этом же направлении убывает и интенсивность складчатости. Типично голоморфная складчатость, характерная для осевых частей системы, на периферии заменяется все более простыми формами.

По мере удаления от центральных частей антиклинориев к периклиналям наблюдается упрощение и нарастание неоднородности складчатой структуры. Так, крупные и мелкие осложняющие складки в периклиналях Кичикалайского и Ходжаачканского антиклинориев приобретают коробчатую или гребневидную форму. Для Зеравшано-Туркестанского антиклинория выяснилось, что единое поле складчатости с высокими оценками MC (0.85 - 1.0), характерное для восточной его части, к западу распадается на отдельные сравнительно узкие полосы, разделенные, а с юга и обрамленные линейно протягивающимися участками со средними значениями ($MC = 0.55 - 0.8$). Эти линейные полосы разной по степени сложности мелкой складчатости в общем совпадают с более крупными антиклиналями и синклиналями соответственно. Обращает на себя внимание кулисообразный характер их размещения.

На территории Южного Тянь-Шаня различаются синклинории двух типов. Первый характеризуется значительной шириной (15 - 20 км). В сечении эти структуры представляют собой открытые дугообразные синклинали. Сложены они в основном толщами догеосинклинального и геосинклинального комплексов пород (O, S, D, C₁). Молассовые образования распространены меньше. Мелкие осложняющие складки и разрывы образуют дивергентную структуру – веер, открытый кверху. Таковы Охнинско-Талдыкский, Зааминский, Фанско-Маргиский синклинории. Второй морфологический тип представлен сравнительно узкими (3 - 5 км) структурами, сопровождаемыми зоны глубинных разломов, в строении которых участвуют в основном молодые породы (C₂, C₃, P) флишево-молассового и молассового состава, а также мезозойско-кайнозойские карбонатные и обломочные образования. Мелкие складки и разрывы образуют в разрезе синвергентную структуру – веер, открытый кни-

зу. Таковы Учкурганский, Сурметашский, Дарат-Туркестанский, Кштут-Урметанский и Зиддинско-Каракульский синклинории.

Анализ морфологической неоднородности складчатости в синклинориях показывает, что наиболее интенсивная разновидность отмечается в осевой части складчатой системы. В синклинориях на её краях начинают преобладать простые крупные формы, упрощается или пропадает осложняющая их мелкая складчатость. В этом же направлении уменьшаются средние значения коэффициента избыточной длины слоев (от 1.87 до 1.42). В отдельных синклинориях складчатость также изменяется: в ядрах наблюдается более простая складчатость, чем на крыльях. Усложнение мелкой складчатости происходит также в направлении центриклинальных замыканий или в направлении воздымания шарниров. Отдельные крупные складки, например синклинали I порядка, образующие ядра синклинориев, располагаются кулисообразно друг относительно друга. В целом отмечается парагенетическая связь синклинориев дивергентного типа и расположенных в их пределах останцов тектонических покровов и чешуйчато-надвиговых структур, а узких “синвергентных” синклинориев – с глубинными разломами [13, 24].

От осевой части складчатой системы к её краям наблюдается упрощение складчатости как в антиклинориях, так и в синклинориях. Типично голоморфная разновидность ($MC = 0.6 - 1.0$) на периферии заменяется все более простыми формами, вплоть до типично промежуточной ($MC = 0.1 - 0.6$). В этом же направлении, как показано выше, убывает и коэффициент избыточной длины слоев. Такое спадание интенсивности складчатости происходит скачкообразно. В антиклинориях складчатость, как правило, характеризуется большей морфологической сложностью, чем в соседних синклинориях. Эта закономерность нарушается лишь в зонах, где развита промежуточная коробчатая разновидность и на участках широкого распространения шарьяжей. В отдельных антиклинориях и синклинориях складчатость тоже изменяется: в одних и тех же породах в ядре обычно наблюдается более простая структура, чем на крыльях.

По простиранию крупных складчатых зон также прослеживается изменение напряженности морфологии мелких складок. Относительное упрощение наблюдается на периклинальных замыканиях, а в синклинориях – от центриклиналей и зон воздымания шарниров к центральным частям. Таким образом, по простиранию приосевых зон системы голоморфная складчатость периодически то упрощается, то усложняется. На участках более простой структуры складчатость теряет свойство подобия антиклиналей и синклиналей и приобретает сходство с промежуточной.

Отмечается симметричный и закономерный характер размещения антиклинорий и синклинорий обоих типов в пределах складчатой системы, которую в целом можно назвать сложно построенным мегантиклинорием (рис. 2, 3).

В складчатой системе Южного Тянь-Шаня наблюдается зональность в распределении продольных разрывов разных морфологических типов. Окраинные структурные зоны нарушены в основном взбросами и надвигами, которые отражают обстановку горизонтального сокращения (на 10 - 30%), поперечного к простиранию складчатой системы. В антиклинориях осевой части – Зеравшано-Туркестанском, Ходжаачканском, Кичикалайском – преобладают сбросы, соответствующие обстановке вертикального сжатия и субмеридионального горизонтального растяжения на 10 - 20%. В узких приразломных синклинориях как на крыльях мегантиклинория, так и в осевых частях, главенствуют взбросы и надвиги. Здесь господствуют условия горизонтального сжатия и сокращения на 10 - 50%. Таким образом, вкрест простирания складчатой системы зоны распространения разрывов, отражающих обстановку сокращения, неоднократно сменяются зонами с разрывами, возникшими в условиях растяжения.

По простиранию антиклинорий и синклинориев эти оценки, отражающие условия относительного сокращения или растяжения, от места к месту изменяются. Так что образуются поперечные зоны большего и меньшего сокращения, трассирующиеся через несколько соседних антиклинорий и синклинориев.

Анализ крупнейших среднепалеозойских угловых несогласий Южного Тянь-Шаня, фиксирующихся в конце позднего силура и позднего девона [12, 16, 23, 25, 29], позволяет установить, что ранние фазы складчатости были в основном характерны для зон, которые сейчас выступают в виде антиклинорий. В то же время среднепалеозойские разрезы синклинориев лишены крупных угловых несогласий. Резкие дискордантные соотношения толщ отмечаются здесь лишь на границе среднего и верхнего палеозоя [12, 16, 20, 24, 25, 29, 30].

С другой стороны, орогенный эпигерцинский структурный план крупных антиклинорий и синклинориев также значительно различался. Верхнепалеозойские молассы толщи, характерные для синклинориев, отсутствуют в антиклинориях. Как мы видим, антиклинории и синклинории указанных выше морфологических типов значительно различаются не только сложностью развитой в них складчатости, но и историей развития. Антиклинории испытывали ранние складкообразующие движения в предраннедевонскую и предвизейскую фазы складчатости и в то же время на орогенном этапе представляли собой поднятия. Синклинории же в основном не были

затронуты ранними фазами складчатости, а на позднепалеозойском орогенном этапе сохранились как остаточные молассовые прогибы и были вовлечены в складкообразование в самом конце герцинского цикла.

НЕОДНОРОДНОСТЬ СКЛАДЧАТО-РАЗРЫВНОЙ СТРУКТУРЫ И НОВЕЙШИЕ ДВИЖЕНИЯ

Выявленная структурная неоднородность Южного Тянь-Шаня сопоставлялась с новейшим структурным планом. Сравнение карты морфологических типов складчатости (рис. 2) с картой неотектоники [14] приводит к выводу, что многие зоны интенсивной складчатости, приуроченные к антиклинориям осевых частей горной системы, являются одновременно наиболее приподнятыми в новейшее время структурами коры (антиклинории Зеравшано-Туркестанский, Ходжаачканский, Кичикалайский, Зеравшанского хребта). Синклинории, характеризующиеся обычно менее интенсивной складчатостью, по большей части отвечают в современной структуре зонам понижений рельефа, участкам новейших опусканий (синклинории Охнинско-Талдыкский, Сурметашский, Дараут-Курганский, Курганакский, Кштут-Урметанский, Зиддинско-Каракульский и участками – Фанско-Маргибский). Синклинории испытывали режим погружения и ранее – в мезозое, палеогене и миоцене [20, 21, 24].

Сопоставление выделенных неотектоническими методами поперечных контрастно развивающихся в новейшее время блоков [11, 22, 31], установленных на основании количественного анализа карты морфологических типов складчатости (рис. 2), показывает соответствие поднятых блоков поперечным зонам более сложной, а опущенных – менее сложной складчатости (рис. 5). Та-

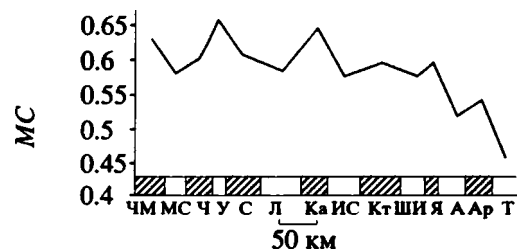


Рис. 5. График изменения средних значений морфологической сложности складчатости (МС) по простиранию складчатой системы Южного Тянь-Шаня. Заштрихованные участки на нижней шкале – положение новейших поперечных поднятий (по [11, 21, 22, 31]), незаштрихованные – новейших относительных прогибов. Названия новейших структур: поднятия (ЧМ – Чумкартау-Мальгузарское, Ч – Чимтаргинское, С – Сулюктинское, Ка – Каратауское, Кт – Катранское, Я – Яурунтузское, А – Акбуринское), прогибы (МС – Магиано-Санзарский, У – Ура-Тюбинский, Л – Ляйлякский, ИС – Исфара-Сохский, ШИ – Шахимардан-Исфайрамский, Ар – Араванский, Т – Талдыкский).

ким образом, неоднородности складчатости позволяют выделять и проследивать через все зоны складчатой системы поперечные структуры, соответствующие новейшим поперечным блокам. Даже сравнительно небольшие меридионально ориентированные новейшие поднятия и прогибы унаследованы от неоднородностей среды с разной морфологией складчатости. Так, в Кштут-Урметанском синклинии О.К. Чедия установил деформации террас реки Зеравшан в пределах Риватского и Чимтаргинского новейших поперечных поднятий [31]. Эти деформации хорошо коррелируют с поперечными зонами неоднородностей складчатости в расположенных севернее Зеравшано-Туркестанском и Мальгузарском антиклинариях.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В результате проведенных исследований удается по-новому взглянуть на строение складчатой системы Южного Тянь-Шаня. Она не является зоной сплошного развития равномерной голоморфной складчатости, как это представлялось ранее. На фоне постепенного упрощения складчатости от осевых частей к периферическим, поля сравнительно интенсивной складчатости резко чередуются с полями менее напряженных дислокаций. Наиболее сложно устроенные участки приурочены к ядрам антиклинорий и антиклиналей I и II порядков, а также к крыльям синклинорий, более простые – к ядрам синклинорий и крупных синклиналей.

По простиранию и вкрест как складчатой системы в целом, так и отдельных антиклинорий можно наблюдать постепенное замещение полной складчатости промежуточной.

Внутренняя структура тектонических покровов, характеризующаяся осложненностью фронтальных частей лежащими и опрокинутыми складками, а тыловых дислокациями, отражающими растяжение (послойный кливаж, будинаж, секущие жилы и т.д.), свидетельствует в пользу гравитационного способа их движения [28], хотя механизм отрыва аллохтонных масс от основания и движущие силы, сдвинувшие шарьируемые горные массы из мест первичного накопления формирующих их разрезов могут иметь негравитационную природу.

Разные по своему устройству структурные зоны развивались по-разному. Антиклинории и широкие дивергентные синклинии в среднем палеозое прошли процесс инверсии тектонического режима и в позднем палеозое были вовлечены в орогенное поднятие. Складчатая структура сформировалась в них в результате нескольких фаз складкообразования – ранних и “главной”. Об этом свидетельствует их сложная внутренняя складчатая структура. Например, на южном крыле Зеравшано-Туркестанского антиклинория обнаружено явление нарушения опрокинутых и ле-

жащих складок в нижнесилурийских толщах более поздними, наложенными складками с вертикальными осевыми поверхностями (рис. 3а, структура IV). На северном крыле Ходжаачканского антиклинория отмечено смятие интенсивно будинированных слоев известняков нижнего карбона в узкосжатые опрокинутые к северу складки (рис. 3б, 3в, структура III). Наконец, в Фанско-Маргибском синклинии описано широкое распространение наложенной складчатости в метаморфизованных толщах ягнобской серии [17, 18] и кварцитах нижнего силура (рис. 3а, структура XV). В то же время, узкие приразломные синвергентные синклинии инверсии не испытали. Складчатость здесь была связана с одной “главной” фазой.

Наследование новейших орогенных структур от крупнейших складчатых, а тех, в свою очередь, от поднятий и прогибов геосинклинального этапа позволяет рассматривать складчатость Южного Тянь-Шаня в одном ряду с другими проявлениями геосинклинального эндогенного режима: осадконакоплением, магматизмом, метаморфизмом, частной и общей инверсией (в терминологии В.В. Белоусова [3]). Анализ смещений по системе локальных соскладчатых разрывов показывает, что складчатая система подверглась общему горизонтальному сжатию в среднем на 15 - 20%, а на основании изучения крупных складок – до 50 - 60%. Но все же это внешнее воздействие неспособно объяснить все ее структурное разнообразие и широкомасштабную дисгармонию складчатости. В свете изложенных фактов нельзя свести формирование складчато-разрывной структуры к альпийским деформациям, как это иногда делается в последнее время [19, 34]. Вероятнее всего, описанная морфологическая неоднородность складчатости обусловлена процессом адвективных движений в толщах осадочных пород под действием повышенного теплового потока в поле силы тяжести [10, 33]. Возможность формирования сложной дисгармоничной складчатости, подобной той, что продемонстрирована для Южного Тянь-Шаня, путем термофлюидной адвекции не раз демонстрировалась на теоретических и экспериментальных моделях [4, 10].

Таким образом, складчатость Южного Тянь-Шаня, по-видимому, – результат совместного действия двух причин – внешнего субгоризонтального сокращения толщ геосинклинального комплекса и их адвекции.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ахмеджанов М.А., Абдуллаев Р.Н., Борисов О.М. Нижний палеозой Среднего и Южного Тянь-Шаня. Ташкент: Фан, 1979. 151 с.
2. Белоусов В.В. Структурная геология. М.: Изд-во МГУ, 1971. 277с.
3. Белоусов В.В. Основы геотектоники. М.: Недра, 1975. 262 с.

4. Белоусов В.В. Основы структурной геологии. М.: Недра, 1985. 208 с.
5. Биличева Г.И. К строению Тегермачского "покрова" в Алайском хребте // Геол. сб. Львовского геол. о-ва. Изд-во Львовского университета, 1973. № 4. С. 106 - 109.
6. Буртман В.С. Геология и механика шарьяжей. М.: Недра, 1973. 96 с.
7. Буртман В.С. Структурная эволюция палеозойских складчатых систем. М.: Наука, 1976. 163 с.
8. Вихерт А.В. Методы и результаты статистического исследования тенденций изменения интенсивности складчатости // Вопросы геонии. М.: Изд-во МГУ, 1972. С. 34 - 90.
9. Волочкович К.Л., Рогожин Е.А., Чернышук В.П. Формации и структуры Алайского хребта (к проблеме шарьяжей // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1979. Т. 54. Вып. 6. С. 32 - 44.
10. Гончаров М.А. Механизм геосинклинального складкообразования // М.: Недра, 1988. 400 с.
11. Джамалов Д.Б., Зияханов З., Сиратжитдинов Б.В. Четвертичная тектоника зоны сочленения Срединного и Южного Тянь-Шаня. Ташкент: Фан, 1986. 196 с.
12. Довжиков А.Е. Тектоника Южного Тянь-Шаня. Л.: Недра, 1977. 177 с.
13. Замалетдинов Т.С., Клишевич В.Л., Яговкин Л.В. Тегермачский герцинский шарьяж в Южном Тянь-Шане // Геотектоника. 1968. № 5. С. 86 - 98.
14. Карта неотектоники юга СССР / Ред. Л.Н.Полканова. М.: Недра, 1971.
15. Клишевич В.Л. О тектоническом покрове в горах Мальгузар (Южный Тянь-Шань) // Докл. АН СССР. 1986. Т. 290. № 1. С. 176 - 180.
16. Кухтиков М.М. Тектоническая зональность и важнейшие закономерности строения и развития Гиссаро-Алая в палеозое. Душанбе: Дониш, 1968. 298 с.
17. Леонов М.Г. Южный Тянь-Шань. Геологические условия проявления зеленосланцевого метаморфизма и модель геотектонического развития // Геотектоника. 1985. № 5. С. 45 - 61.
18. Леонов М.Г. Структурные ансамбли Южного Тянь-Шаня и геодинамические условия их образования // Тектоника орогенных сооружений Кавказа и Средней Азии. М.: Наука, 1990. С. 72 - 100.
19. Леонов Ю.Г., Никонов А.А. Проблемы неотектонического развития Памиро-Тяньшаньского горного сооружения // Геотектоника, 1988. № 2. С. 108 - 119.
20. Масумов А.С., Борисов О.М., Бени Ф.Р. Верхний палеозой Срединного и Южного Тянь-Шаня. Ташкент: Фан, 1978. 175 с.
21. Несмеянов С.А. Количественная оценка новейших движений и неотектоническое районирование горной области. М.: Недра, 1977. 141 с.
22. Несмеянов С.А., Бархатов И.И. Новейшие и сейсмогенерирующие структуры западного Гиссаро-Алая. М.: Наука, 1978. 119 с.
23. Поршняков Г.С. Герциниды Алая и смежных районов Южного Тянь-Шаня. Л.: Изд-во ЛГУ, 1973. 215 с.
24. Проблемы тектоники и магматизма глубинных разломов. Кн. 1. Глубинные разломы Южного Тянь-Шаня. Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1973. 163 с.
25. Рогожин Е.А. Палеозойская тектоника западной части Туркестанского хребта. М.: Наука, 1977. 98 с.
26. Рогожин Е.А. Качественный и количественный анализ морфологической изменчивости полной складчатости // Неоднородность тектоносферы и развитие земной коры. М.: Недра, 1986. С. 78 - 93.
27. Рогожин Е.А., Шолпо В.Н. Некоторые закономерности строения и развития складчатых областей юга СССР // Актуальные проблемы тектоники СССР. М.: Наука, 1988. С. 66 - 72.
28. Руттен М.Г. Геология Западной Европы. М.: Мир, 1972. 446 с.
29. Синицын Н.М. Тектоника горного обрамления Ферганы. Л.: Изд-во ЛГУ, 1960. 219 с.
30. Тектоника западного Тянь-Шаня. М.: Наука, 1989. 152 с.
31. Чедия О.К. Юг Средней Азии в новейшую эпоху горообразования. Кн. 2. Фрунзе: Илим, 1972. 305 с.
32. Шолпо В.Н. Типы и условия формирования складчатости Сланцевого Дагестана. М.: Наука, 1964. 167 с.
33. Шолпо В.Н. Альпийская геодинамика Большого Кавказа. М.: Недра, 1978. 176 с.
34. Яблонская Н.А. Тектоническая структура Южного Тянь-Шаня и этапы ее формирования // Геотектоника. 1989. № 1. С. 61 - 71.

Рецензенты: В.С. Буртман, А.С. Перфильев,
В.Н. Шолпо

South Tien Shan Folding

E. A. Rogozhin

A qualitative and quantitative analysis of the fold morphology has revealed variations in Paleozoic sequences in the Southern Tien Shan's central segment. With folding getting less involved in the direction from the axial parts of the mountains to their peripheries, areas with fairly strong dislocations can be seen alternating with weaker fields of stress. The first associate with anticlinoria and major anticlines, while the latter with synclinoria and major synclines. The folding history suggests that the recent orogenic structures have been inherited from anti- and synclinoria. A disharmonic folding of the Southern Tien Shan must be a result of combination of two factors: outward subhorizontal reduction of the sequences of the geosynclinal complex, and their advection.

УДК 551.24 (571.6).

ТЕРРЕЙНЫ И АККРЕЦИОННАЯ ТЕКТОНИКА СЕВЕРО-ВОСТОКА АЗИИ

© 1993 г. Л. М. Парфенов*, Л. М. Натапов**, С. Д. Соколов***, Н. В. Цуканов***

* Якутский институт геологических наук СО РАН, Якутск

** НПО Аэрогеология, Москва

*** ГИН РАН, Москва

Поступила в редакцию 07.02.92 г.

Обсуждается карта террейнов Северо-Востока Азии, на которой показаны террейны различного типа и возраста, аккретированные к Северо-Азиатскому кратону в мезозое – раннем кайнозое, а также постааккретционные и постамальгамационные образования. К окраине кратона примыкает Колымо-Омолонский супертеррейн, образованный угловатыми террейнами континентального происхождения и в меньшей мере террейнами океанического происхождения, которые несогласно перекрыты постамальгамационными средне-позднеюрскими осадочными и вулканогенными образованиями. Аккреция супертеррейна к кратону датируется концом поздней юры – началом неокома. В предальбское время к кратону причленяются террейны Чукотки и северо-западного Приохотья. Внешние террейны Северо-Востока Азии, расположенные в пределах Корякии и Камчатки (островодужные, аккреционного клина и др.), были аккретированы в позднем мелу и в среднем эоцене.

ВВЕДЕНИЕ

Структуры Северо-Востока Азии являются частью грандиозного мезозойско-кайнозойского орогенического пояса, расположенного по периферии Тихого океана и продолжаются на Аляску и в Кордильеры Северной Америки. В последние 10 - 15 лет было показано, что структуры Аляски и Кордильер представляют собой коллажи террейнов, различающихся по истории своего геологического развития, многие из которых прошли путь в тысячи километров, прежде чем причленились к Северо-Американскому континенту [29, 33, 32, 40]. Террейновый анализ, развитый в работах преимущественно американских и канадских авторов, представляет по-существу метод регионального анализа орогенических поясов, основанный на концепции плитной тектоники. Трудно согласиться с С. Сенгёром [39], который противопоставляет террейновый анализ плитной тектонике и на этом основании сомневается в его целесообразности. Карты террейнов Аляски [34] и Кордильер [36] и основанные на них тектонические синтезы [35] существенно продвинули понимание структур и истории формирования данных орогенических поясов по сравнению с первыми их плитнотектоническими интерпретациями. Они являются основой металлогенического анализа, нового понимания закономерностей размещения полезных ископаемых в тектонических структурах и связей их формирования с геодинамикой [30].

Существующие плитнотектонические интерпретации Северо-Востока Азии во многом противоречат друг другу [13, 19, 20, 31, 38], но не позволяют сомневаться, что структуры Северо-Восто-

ка Азии подчиняются тем же закономерностям, что и структуры Аляски и Кордильер. Здесь установлены фрагменты океанической коры, комплексы активных и пассивных континентальных окраин, островодужные и рифтовые образования различного возраста и другие комплексы. Имеются палеомагнитные и палеонтологические данные, правда еще весьма ограниченные, которые, однако, несомненно указывают на весьма значительные горизонтальные перемещения [26].

Авторами предпринята попытка проанализировать структуры Северо-Востока Азии с тех же позиций, с которых анализируются структуры Аляски и Кордильер. В данной статье обсуждается карта террейнов Северо-Востока Азии (рис. 1), являющаяся частью более общей карты террейнов севера тихоокеанского обрамления, составленной совместно с американскими и канадскими исследователями. Авторы признательны У. Ноклбергу, Дж. Монгеру, К. Фуджите и Д. Стоуну, без постоянных творческих контактов с которыми в течение последних двух лет завершение данной работы было бы затруднительно или просто невозможно, что, однако, не налагает на них ответственность за приводимые ниже выводы.

ОСНОВНЫЕ ПОНЯТИЯ ТЕРРЕЙНОВОГО АНАЛИЗА

Террейн – ограниченный разломами блок региональных размеров, характеризующийся своей особенной историей геологического развития, отличной от смежных блоков [32]. Выделение террейна основано на анализе структурных и вещественных признаков и не связано с представлениями о его происхождении или большом пере-

мещении. Каждый террейн характеризуется своей стратиграфией, структурой, метаморфизмом, определенным магматизмом, которые отличают его от соседних террейнов. Все эти признаки резко меняются на границе смежных террейнов; данные изменения не могут быть объяснены латеральной фациальной, структурной или метаморфической зональностью. Террейны подразделяются на субтеррейны, представляющие ограниченные разломами части террейнов, которые различаются по составу и строению в рамках структурно-формационной зональности, характерной для данного террейна.

Опыт американских и канадских исследователей показывает, что все террейны претерпели большее или меньшее перемещение относительно смежного кратона. В Канадских Кордильерах устанавливаются перикратонные террейны, представляющие собой фрагменты кратона или его миогеоклинали, смещенные на многие сотни километров вдоль края Северо-Американского кратона [35, 36]. Им противопоставляются экзотические террейны, слагающие центральные и западные районы Кордильер и Южную Аляску, пришедшие со стороны Тихого океана. Перемещение террейнов следует доказывать на основе дополнительных данных, прежде всего палеомагнитных и палеонтологических. При отсутствии таких данных террейны являются подозрительными (*suspect terranes*) в смысле их возможного экзотического происхождения.

Террейны состоят из одного или нескольких структурно-вещественных комплексов [5] или тектонических комплексов [4], которые сформировались в определенной тектонической обстановке, определяемой на основе принципа актуализма. Такие комплексы получили название геодинамических комплексов [7]. Террейны классифицируются по их происхождению в соответствии с природой слагающих их геодинамических комплексов. Среди них различаются: 1) кратонные террейны, представляющие собой фрагменты докембрийских кратонов; 2) террейны континентальных шельфов – фрагменты ископаемых пассивных континентальных окраин или миогеоклиналей; 3) фрагменты окраинно-континентальных вулканических поясов; 4) островодужные террейны; 5) террейны аккреционных клиньев; 6) фрагменты океанической коры; 7) турбидитовые террейны, представляющие собой сборные образования, которые не всегда можно различить в связи с отсутствием необходимых данных, в частности, образования подножия континентального склона, преддуговых прогибов и даже аккреционных клиньев. В самостоятельную группу выделяются метаморфические террейны, представленные глубокометаморфизованными образованиями, первичную природу которых восстановить однозначно невозможно.

Аккрецией называют приращение террейнов к кратону, который в палеотектоническом отно-

шении выступает в качестве континента. Амальгамация – слияние нескольких террейнов друг с другом, предшествующее их аккреции к кратону, что приводит к образованию составных террейнов, или супертеррейнов. Время амальгамации и аккреции террейнов определяется возрастом перекрывающих их стратифицированных образований или “сшивающих” интрузивных образований. Различаются постааккреционные и постамальгамационные образования, которые также являются определенными геодинамическими комплексами. На Северо-Востоке Азии среди них широко представлены разновозрастные окраинно-континентальные вулcano-плутонические пояса (Охотско-Чукотский и др.), а также пояса коллизионных гранитоидов, плитные комплексы и пр.

СЕВЕРО-АЗИАТСКИЙ КРАТОН

Термин “Северо-Азиатский кратон” предложен в начале 60-х годов [15], но позднее практически не использовался. Кратон представляет сформированное в докембрии древнее жесткое ядро севера Азии. В пределах своей восточной части, охватываемой картой, он включает Сибирскую платформу (SCP)¹, Верхоянский миогеоклинальный складчатый пояс (SCV), который расположен на его погруженной восточной окраине и отделен от кратона пологими поверхностями региональных тектонических срывов (рис. 2), и поднятый глубоко эродированный Становой блок (SCS), расположенный к югу от платформы (см. рис. 1) и отделяющийся от нее системой Южно-Алданских надвигов и левосторонних сдвигов предальбского возраста.

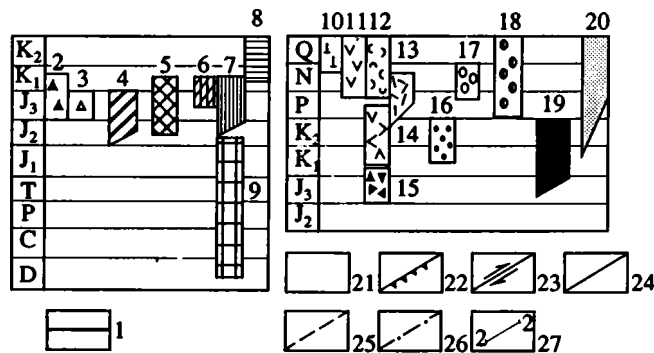
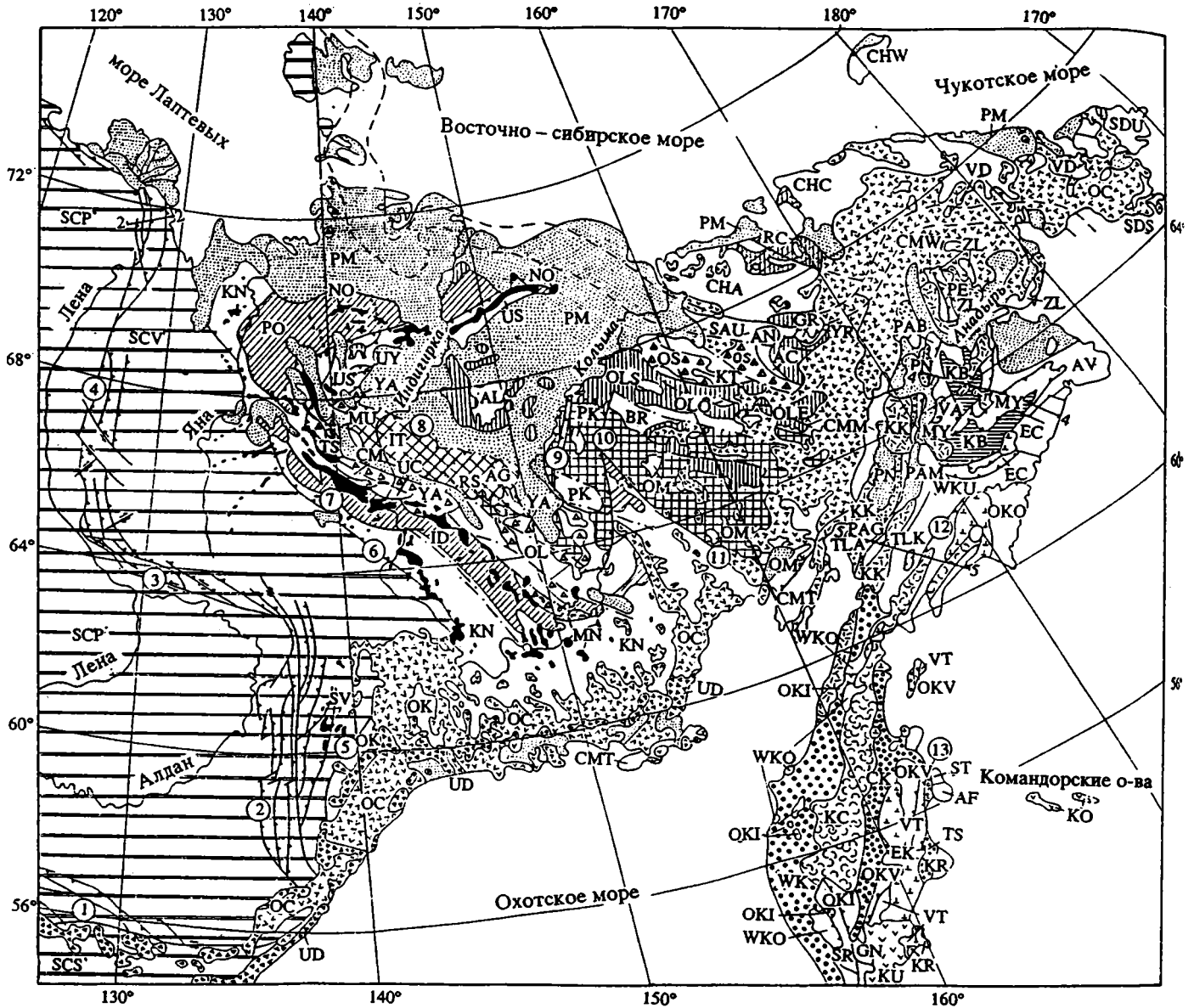
Согласно палеомагнитным данным по Сибирской платформе, суммированным А.Н. Храмовым и В.П. Родионовым в 1991 г. (личное сообщение), палеомагнитные векторы нижнепротерозойских и рифейских отложений имеют существенно различную ориентировку в Алданском, Анабаро-Оленекском и Иркутском районах. Вендские и более молодые отложения характеризуются сходными векторами на всей площади платформы. Эти данные указывают, что кратон возник в конце рифея в результате амальгамации по крайней мере трех крупных блоков. Они застаивают вспомнить ранние представления Н.С. Шатского, который предполагал существование в составе фундамента платформы позднедокембрийских складчатых зон, спаявших более древние блоки.

Охарактеризованные ниже террейны рассматриваются в качестве аккрецированных к кратону, или наращивающих кратон, относительно которого оцениваются их перемещения.

КОЛЫМО-ОМОЛОНСКИЙ СУПЕРТЕРРЕЙН

Колымо-Омолонский супертеррейн (900 × 900 км), располагающийся к северо-востоку от

¹ В скобках здесь и далее даются сокращенные обозначения террейнов согласно рис. 1.



Северо-Азиатского кратона, соответствует ранее выделявшемуся Колымо-Омолонскому массиву [9]. Даже литературное знакомство с геологией этого района, неотягощенное предвзятыми тектоническими представлениями, убеждает в гетерогенности его строения, наличии здесь ряда террейнов, отличных по своей геологической истории [21].

На северо-востоке к Верхоянскому складчатому поясу по Адыча-Тарынской зоне разломов (см. рис. 1) примыкает Кулар-Нерский террейн (KN), образованный сложнодислоцированными черносланцевыми толщами верхней перми, триаса и нижней юры. Они интерпретируются как отложения глубоководных конусов выноса, континентального подножия и окраинного моря [13, 19]. Далее к востоку прерывистой цепочкой располагаются Омuleвский (OL), Уччинский (UC), Чемалгинский (CM), Тас-Хаяхтахский (TS) и Улахан-Тас-Селенняхский (US) террейны, образующие Колымскую петлю [13]. Они сложены большей частью шельфовыми преимущественно карбонатными отложениями ордовика, силура, девона и нижнего карбона, местами присутствуют своеобразные кремнисто-карбонатно-терригенные верхнепалеозойские и триасовые отложения [6, 16]. Имеются данные о покровном строении ряда этих террейнов. Палеомагнитные данные, весьма предварительные, позволяют предполагать, что в ордовике, силуре и большей части девона эти террейны были частью Верхоянской миеогеолинали и были отчленены от нее во второй половине девона -- раннем карбоне в связи с рифтогенезом, широко проявившемся на востоке Северо-Азиатского кратона [13, 37]. Они

сопоставляются, если этот вывод справедлив, с перикратонными террейнами Кордильер [35]. Сходство нижнепалеозойских отложений рассматриваемых террейнов позволяет допускать, что в прошлом они могли составлять один Мома-Селенняхский террейн, разобщенный на ряд фрагментов в процессе амальгамации Колымо-Омолонского супертеррейна и последующей аккреции его к Северо-Азиатскому кратону. Американские и канадские исследователи такие фрагменты выделяют в качестве одного террейна, несмотря на то, что в настоящее время они разобщены на сотни километров и ограничены разломами.

В пределах Тас-Хаяхтахского и на западе Улахан-Тас-Селенняхского террейнов установлены раннепалеозойские офиолиты [2,11], которые слагают тектонические пластины, залегающие на карбонатном палеозое и совместно с ними повторно деформированные. Эти пластины офиолитов выделяются соответственно как Мунилканский (MU) и Уяндинский (UY) террейны океанической коры.

На севере к Омuleвскому террейну примыкает Рассохинский террейн (RS), образованный ордовикскими пелагическими аргиллитами, граувакками и щелочными базальтами, которые накапливались ниже уровня карбонатной седиментации [6]. Восточнее располагается Приколымский шельфовый террейн (PK), к которому с востока примыкает Омолонский кратонный террейн (OM) с единым, как принято считать [23], раннедокембрийским кристаллическим фундаментом. Омолонский, Приколымский и Рассохинский террейны характеризуются угловым несогласием в

Рис. 1. Упрощенная карта террейнов Северо-Востока Азии. 1 – Северо-Азиатский кратон (SCP – Сибирская платформа, SCV – Верхоянский миеогеосинклинальный складчатый пояс, SCS – Становой блок); 2–9 – постамальгамационные образования: 2, 3 – вулканические пояса (2 – Олойско-Святоносский OS, 3 – Уяндинско-Ясачненский YA), 4 – фронтальные прогибы (ID – Иньяли-Дебинский синклинорий, PO – Полоусненский синклинорий), 5 – тыловые прогибы (IT – Илнйтасский антиклинорий), 6–9 – плитные отложения (RC – Раучуанский прогиб, KB – Куйбиевский неавтохтон); 10–20 – постаккреционные образования: 10–15 – вулканические пояса (10 – Восточно-Камчатский ЕК, 11 – Курильская КУ и Командорская КО вулканические дуги, 12 – Центрально-Камчатский КС, 13 – Камчатско-Корякский КК, 14 – Охотско-Чукотский ОС, 15 – Удской UD пояса), 16, 17 – фронтальные прогибы (16 – Пенжинский PN, 17 – Центрально-Камчатский СК и Тюшевский TS), 18 – тыловые прогибы (WK – Западно-Камчатский), 19 – коллизионные гранитоиды (MN – Главный, NO – Северный, SV – Южно-Верхоянский пояса), 20 – плитные отложения (PM – Приморский чехол); 21 – аккрецированные террейны: кратонные Омолонский (OM) и Охотский (OK), шельфовые террейны Сьюард (SDS – Сенявинский, SDU – Уэленский субтеррейны), Чукотский террейн (CHA – Анюйский, СНС – Чаунский, СНW – Врангелевский субтеррейны), террейны Приколымский (PK), Омuleвский (OL), Чемалгинский (CM), Тас-Хаяхтахский (TS), Улахан-Тас-Селенняхский (US) и Уччинский (UC), террейны окраинно-континентальных вулканических поясов Золотозорский (ZL) и Яракваамский (YR), островодужные террейны Алазейский (AL), Хетачанский (KT), Олойский (OLS – Сиверский, OLE – Еропольский, OLO – Олойчанский субтеррейны), Кони-Мургалский (СМТ – Тайгоносский, СММ – Мургалский, СМW – Западно-Пекульнейский субтеррейны), Майницкий (MY), Олюторско-Камчатский (ОКО – Олюторский, ОК1 – Ирунейский, ОКV – Валагинский субтеррейны), Столбовской (ST) и Кроноцкий (KR), турбидитовые террейны Кулар-Нерский (KN), Березовский (BR), Ангарский (AN), Аляктаваамский (AV) и Западно-Камчатский (WKV – Укэляятский, WKO – Омгонский субтеррейны), террейны океанической коры Уяндинский (UY), Мунилканский (MU), Рассохинский (RS), Аргатасский (AG), Громадинский (GR), Вельмайский (VD) и Алучинский (AC), террейны аккреционного клина Южно-Анюйский (SAU – Уямкандинский, SAS – Шалауровский субтеррейны), Пенжинско-Анадырский (PAG – Ганычаланский, PAB – Майнский, PAB – Усть-Бельский субтеррейны), Таловский (TLK – Куольский, TLA – Айнынский субтеррейны), Пекульнейский (PE), Ваежский (VA), Эконайский (EC), Ветловский (VT) и Африканский (AF), метаморфические террейны Срединно-Камчатский (SR) и Ганальский (GN); 22 – надвиги; 23 – сдвиги; 24 – прочие разломы; 25 – предполагаемые границы террейнов под перекрывающими образованиями; 26 – постаккреционные разломы; 27 – местоположение рис. 2, 4 и 5. Цифрами в кружках обозначены: 1 – Южно-Алданские надвиги и сдвиги, 2 – Кыллахский надвиговый пояс, 3 – Нижне-Алданские надвиги и сдвиги, 4 – Ленский надвиговый пояс, 5 – Билякчанский, 6 – Адыча-Тарынский разломы, 7 – Чаркы-Индижирский, 8 – Мятисский, 9 – Спиридоновский, 10 – Ярхонский надвиги, 11 – Тебанинский сдвиг, 12 – Ватынский, 13 – Гречишкинский надвиги.

основании девонских отложений. Девонские отложения этих террейнов образуют единую латеральную последовательность: от субаэральных образований Омолонского террейна через прибрежно-морские накопления Приколымского террейна к шельфовым отложениям Рассохинского террейна. В связи с этим девонские, а также верхнепалеозойские и нижнемезозойские отложения этих террейнов рассматриваются в качестве постамагматических образований единого Ясачненского составного террейна, который был разрушен в процессе позднепалеозойского рифтогенеза и последующей аккреции к Северо-Азиатскому кратону.

Аргатасский террейн (AG), примыкающий с севера к Рассохинскому, характеризуется глубоководным разрезом верхнего палеозоя [22]. В центре Колымской петли располагается Алазейский островодужный террейн (AL), сложенный вулканогенно-осадочными толщами верхнего палеозоя, верхнего триаса и нижней юры [16]. Безрезовский турбидитовый террейн (BR) с относительно глубоководными отложениями верхнего палеозоя - нижнего мезозоя представлен серией тектонических пластин, налегающих на северный край Омолонского террейна. Севернее выделяется Олойский островодужный террейн, который подразделяется на Сиверский (OLS), Олойчанский (OLO) и Еропольский (OLE) субтеррейны, образованные различными вулканиками, конгломератами, песчаниками, кремнистыми породами среднего - верхнего палеозоя и местами нижнего мезозоя [24]. Они выступают в ряде поднятий среди полей полого деформированных отложений верхней юры - нижнего мела.

На северо-восточной окраине Колымо-Омолонского супертеррейна выделяются: Хетачанский террейн (KT) с островодужными образованиями верхнего триаса, Алучинский террейн (AC) со среднепалеозойскими офиолитами и верхнепалеозойскими островодужными образованиями и Яракваамский террейн (YR), сложенный вулканогенно-осадочными морскими и континентальными толщами среднего - верхнего палеозоя, которые несогласно перекрыты ладинско-норийскими отложениями с тетической фауной [3].

Постамагматические образования, объединяющие разнотипные террейны в единый Колымо-Омолонский супертеррейн, представлены средне-позднеюрскими и местами также неокомовыми толщами. В центральной части супертеррейна, на Алазейском поднятии, в Олойской зоне и на северной окраине Омолонского террейна они залегают с угловым несогласием на разновозрастных образованиях и сложены полого деформированными мелководными морскими и континентальными осадочными и вулканогенно-осадочными толщами.

Вдоль юго-западной окраины супертеррейна протягивается Уяндинско-Ясачненский вулкани-

ческий пояс (YA) позднеюрского возраста, образованный известково-щелочными базальтами, андезитами и риолитами, переслаивающимися с мелководными морскими и континентальными отложениями. Подобные осадочно-вулканогенные образования известны на северо-западной окраине супертеррейна, в пределах Улахан-Тас-Селенныхского террейна, где они ассоциируются с небольшими тоналит-гранодиоритовыми плутонами [4]. В основании пояса залегает мощная толща грубообломочных пород батского и баткелловейского возраста, которая резко несогласно перекрывает палеозойские и раннемезозойские отложения. В этих же районах устанавливается бат-келловейская олистострома с олистоплаками палеозойских карбонатных пород, метаморфических сланцев и офиолитов.

Вулканики пояса к северо-западу и юго-западу сменяются толщами средне-позднеюрских турбидитов Полоусненского (PO) и Иньяли-Дебинского (ID) синклинориев, которые местами согласно, а местами с перерывом перекрывают черносланцевые отложения Кулар-Нерского террейна. Формирование Уяндинско-Ясачненского пояса связывается с субдукцией под Колымо-Омолонский супертеррейн океанической коры, примыкавшей к Верхоянской пассивной континентальной окраине [19]. В данном контексте средне-позднеюрские турбидиты Полоусненского и Иньяли-Дебинского синклинориев представляют собой образования фронтальных (преддуговых) прогибов, а позднепермско-раннеюрские сланцы Кулар-Нерского террейна выступают, по крайней мере частично, в качестве аккреционного клина этого пояса, наращивание которого происходило в процессе субдукции под окраину субтеррейна за счет соскабливания с океанической коры ранее накопленных осадков. К тыловым (задуговым) образованиям относятся мощные черносланцевые толщи Илинтьасского антиклинория волжского возраста, которые вверх по разрезу сменяются угленосными отложениями неокома Зырянского прогиба. Вниз по разрезу они подстилаются песчаниками и алевролитами оксфорд-кимериджа и трахибазальтами, которые с мощными конгломератами в основании перекрывают сложнодеформированные палеозойские и триасовые комплексы Аргатасского террейна [22].

Широкую известность получила и существенно иная геодинамическая интерпретация Уяндинско-Ясачненского вулканического пояса [13], согласно которой палеозона Беньофа погружалась в противоположном, юго-западном направлении, Илинтьасский прогиб являлся преддуговым, а Иньяли-Дебинский – задуговым прогибом вулканической дуги.

Вдоль северо-восточной окраины Колымо-Омолонского супертеррейна протягивается Олойско-Святоносский вулканический пояс (OS) позднеюрско-неокомового возраста, образованный



Рис. 2. Геологический (а) и палинстратиграфический (б) разрезы через северные районы Верхоянского складчатого пояса. Составлены Л.М. Парфеновым и А.В. Прокопьевым на основе геологических и сейсмических данных. Положение разрезов см. на рис. 1. 1 – раннедокембрийский фундамент; 2 – 4 – карбонатные отложения: 2 – верхнедокембрийские, 3 – кембрийские, 4 – силурийско-девонские; 5 – 8 – терригенные отложения: 5 – каменноугольные, 6 – пермские, 7 – триасовые и юрские, 8 – нижнемеловые; 9 – третичные отложения; 10 – разломы.

мелководными морскими, в меньшей мере континентальными базальтами, андезитами, риолитами и игнимбритами, переслаивающимися с конгломератами, песчаниками и сланцами, которые несогласно перекрывают разнотипные террейны.

ОХОТСКИЙ ТЕРРЕЙН

Охотский кратонный террейн (ОК) причленяется с востока к южной части Верхоянского складчатого пояса. Принято считать, что, как и Омолонский террейн, он имеет единое раннедокембрийское основание.

Аккреция Колымо-Омолонского супертеррейна и Охотского террейна. Время аккреции супертеррейна и Охотского террейна к Северо-Азиатскому кратону определяется двумя независимыми группами образований – поясами коллизионных гранитоидов и постаккреционным Удским вулканическим поясом.

Пояса коллизионных гранитоидов, сшивающие Колымо-Омолонский супертеррейн и кратон, подразделяются на продольные и поперечные. Среди продольных наиболее протяженными являются Главный (MN) протяженностью 1100 км и Северный (NO) – 600 км – пояса, протягивающиеся соответственно в северо-западном и северо-восточном направлениях. Оба пояса в целом параллельны Уяндинско-Ясачненскому вулканическому поясу, но смещены относительно него по направлению к кратону. Главный пояс сложен биотитовыми, двуслюдяными и амфибол-биотитовыми гранитами. К-Аг определения возраста распределяются в интервале 190 - 70 млн. лет с максимумом 120 - 145 млн. лет [18]. Северный пояс представлен тоналитами, гранодиоритами

и реже лейкогранитами с К-Аг возрастом 155 - 90 млн. лет [4].

Поперечные пояса представлены штоками, линзовидными телами и дайками, которые протягиваются на несколько сотен километров поперек складчатых структур к северу и юго-западу от Северного и Главного поясов, затухая по направлению к платформе. Они сложены диоритами, гранодиоритами и андезиновыми гранитами. Наиболее древние гранитоиды (120 - 140 млн. лет) устанавливаются на северо-восточных окончаниях поясов. К юго-западу возраст гранитоидов “омолаживается” до 105 - 110 млн. лет [18].

Формирование гранитоидов Главного пояса объясняется плавлением края кратона при его субдукции под окраину Колымо-Омолонского супертеррейна. Поперечные пояса гранитоидов связаны с субвертикальными трещинами растяжения в фундаменте, которые возникли в результате коллизии в месте столкновения и затем нарастались к юго-западу.

Южно-Верхоанский пояс гранитоидов (SV) с возрастом 145 - 90 млн. лет [18] протягивается на 350 км вдоль границы Охотского террейна и кратона.

Удской вулканический пояс (UD) позднеюрско-неокомового возраста перекрывает юго-восточную окраину кратона, Охотский террейн и юго-восточную окраину Кулар-Нерского террейна.

Начало коллизии Северо-Азиатского кратона с Колымо-Омолонским супертеррейном датируется концом поздней юры. С ней связано формирование Чаркы-Индибирского, Тирехтяхского надвигов и надвигов на северной окраине Улахан-Тас-Селенняхского террейна, которые прорваны

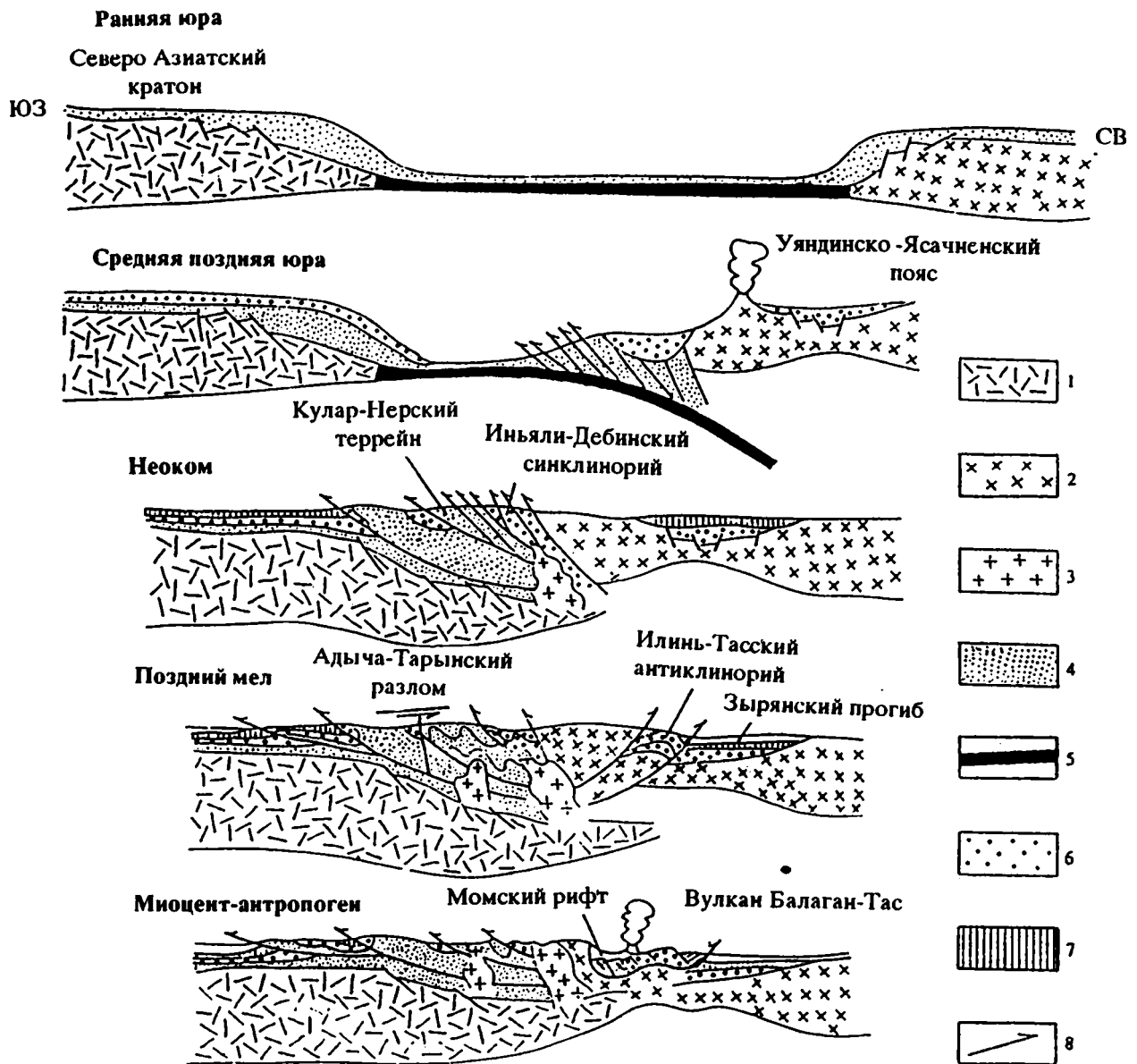


Рис. 3. Палеотектонические разрезы, иллюстрирующие тектоническую эволюцию смежных участков Верхоянского складчатого пояса и Колымо-Омолонского супертеррейна в позднем мезозое-кайнозое. Позднемезозойская коллизия пассивной континентальной окраины Сибири с супертеррейном приводит в третичное время к поднятию земной коры, последующей эрозии и растяжению. С этим процессом связывается формирование Момского рифта и вулкана Балаган-Тас, а также "омоложение" надвигов по периферии орогена. 1 – докембрий, нижний и средний палеозой; 2 – нижний и средний палеозой; 3 – коллизионные граниты; 4 – верхний палеозой, триас, нижняя юра; 5 – океаническая кора; 6 – средняя – верхняя юра; 7 – неоком; 8 – разломы.

гранитами с возрастом около 140 млн. лет. По мере развития коллизии складчатость продвигалась по направлению к Сибирской платформе и завершилась в позднем мелу формированием систем фронтальных надвигов (рис. 3).

Юго-западная вергентность складчатости, преобладающая на большей части Верхоянского складчатого пояса и смежных с ним районов, и ее общее смещение во времени по направлению к Сибирской платформе указывают на определяющую роль восточного смещения кратона в процессе коллизии. Противоположная, северо-восточная вергентность складчатости наблюдается

только в пределах Илиньтасского антиклинория и Зырянского прогиба. Складчатость здесь имела место лишь в преальбское время [16] или даже позднее [8]. Юго-западнее складчатость и гранитоиды датируются преимущественно концом поздней юры и неокомом.

ТЕРРЕЙНЫ, АККРЕТИРОВАННЫЕ В ПРЕДАЛЬБСКОЕ ВРЕМЯ

Возраст аккреции рассматриваемых ниже террейнов определяется тем, что они, как и кратон, перекрываются полого залегающими континен-

тальными вулканитами Охотско-Чукотского пояса. Охотско-Чукотский вулканический пояс (ОС) протягивающийся на 3000 км вдоль побережья Охотского моря до Восточной Чукотки, фиксирует положение активной окраины севера Азии альб-позднемелового возраста. К востоку вулканы пояса сменяются синхронными им мощными мелководными морскими и континентальными отложениями Пенжинского фронтального прогиба (PN).

Северо-восточной границей Колымо-Омолонского супертеррейна является Ляховско-Южноанюйская сутура, представляющая собой узкую – шириной всего в несколько десятков километров – полосу, которая протягивается на 2500 км от о. Большой Ляховский через южные районы Чукотки до Аляски. Сутура классифицируется как составной террейн, или супертеррейн, включающий несколько терреинов океанического происхождения. На Аляске продолжение этой сутуры выделяется как террейн Ангаючам [34]. Ляховско-Южноанюйская сутура включает Ангарский турбидитовый террейн (AN), образованный поздне триасовыми отложениями, Южно-Анюйский террейн аккреционного клина, который состоит из Уямкандинского (SAU) субтеррейна (позднеюрские интенсивно деформированные базальты, граувакки, кремнистые породы, глаукофановые сланцы) и Шалауровского (SAS) субтеррейна (перидотиты, базальты, сланцы предположительно позднепалеозойско-триасового возраста), а также Громадненский террейн (GR) океанической коры (габбро-амфиболиты, плагиограниты, серпентиниты, пироксены) и Вельмайский террейн океанической коры (VD), объединяющий выходы вулканогенно-кремнистых пород поздне триасового возраста, основных и ультраосновных пород на юге Чукотки [25].

К северо-востоку от Ляховско-Южноанюйской сутуры располагается крупный Чукотский террейн. В его составе различаются Анюйский (CHA) и Чаунский (CHC) субтеррейны, сложенные сходными, но несколько отличными в фациальном отношении шельфовыми отложениями триаса, а также Врангелевский субтеррейн (CHW). Докембрийские и палеозойские образования Восточной Чукотки объединяются со сходными образованиями п-ова Сьюард Аляски в единый Сьюардский террейн, традиционно выделяемый аляскинскими геологами [34]. На востоке Чукотки в его составе различаются Уэленский (SDU) и Сенявинский (SDS) субтеррейны.

К юго-восточной окраине Колымо-Омолонского супертеррейна примыкает протяженный Кони-Мургальский террейн, сложенный островодужными осадочно-вулканогенными толщами пермско-неокомового возраста [12, 17, 27], который подразделяется на Тайгоносский (CMT), Мургальский (CMM) и Западно-Пекульнейский (CMW) субтеррейны.

Юго-восточнее параллельно Кони-Мургальскому террейну протягиваются Пенжинско-Анадырский и Таловский террейны аккреционного клина, включающие офиолиты, серпентинитовый меланж, фрагменты разнотипных пород палеозойского и докембрийского возраста, глаукофановые сланцы, а также мезозойские мелководные вулканогенно-осадочные образования [1, 28]. Эти террейны рассматривались как аккреционные клинья соответственно Удско-Мургальской дуги и Охотско-Чукотского пояса [19, 38]. Пенжинско-Анадырский террейн подразделяется на Ганычаланский (PAG), Майнский (PAM) и Усть-Бельский (PAB) субтеррейны, а Таловский – на Куюльский (TLK) и Айнынский (TLA) субтеррейны. В центральной части хребта Пекульней выделяется Пекульнейский террейн аккреционного клина (PE), представленный серией тектонических пластин, надвинутых на Западно-Пекульнейский террейн [17].

Золотогорский террейн (ZL), расположенный к востоку от Пекульнейского, сложен метаморфическими образованиями, среди которых устанавливаются каменноугольно-пермские терригенные осадки и позднеюрско-неокомовые вулканогенно-осадочные породы. С некоторой долей условности он рассматривается как фрагмент окраинно-континентального вулканического пояса.

ВНЕШНИЕ ТЕРРЕЙНЫ

• Внешние террейны, расположенные на востоке северной части Азии в пределах Корякского нагорья и Камчатки, были аккретированы на рубеже мела – палеогена и в среднем эоцене. Время их аккреции определяется постаккреционными вулканическими поясами, которые подобно Охотско-Чукотскому поясу фиксируют положение активной окраины континента, но более молодого возраста. С запада на восток здесь последовательно сменяют друг друга Камчатско-Корякский пояс (KK) палеоген-миоценового возраста, Центрально-Камчатский пояс (KC) эоцен-четвертичного возраста и современный Восточно-Камчатский пояс (ЕК), заложение которого относится к плиоцену.

Внешние террейны представлены фрагментами островных дуг различного возраста, заложившихся на океанической коре, и комплексами краевых морей, Майницкий террейн (MY) среднеюрско-раннемелового возраста, Олюторско-Камчатский террейн сенон-палеоценового возраста, подразделяющийся на Олюторский (OKO), Ирунейский (OKL) и Валагинский (OKV) субтеррейны, Кроноцкий террейн (KR) коньяк-эоценового возраста и Столбовский террейн (ST) маастрихт-эоценового возраста, – фрагментами аккреционных клиньев – Ваежский (VA), Эконайский (EC), Ветловский (VT), Африканский (AF) террейны – и мощными толщами турбидитов позднеюрско-раннемелового – Аькатваамский тер-

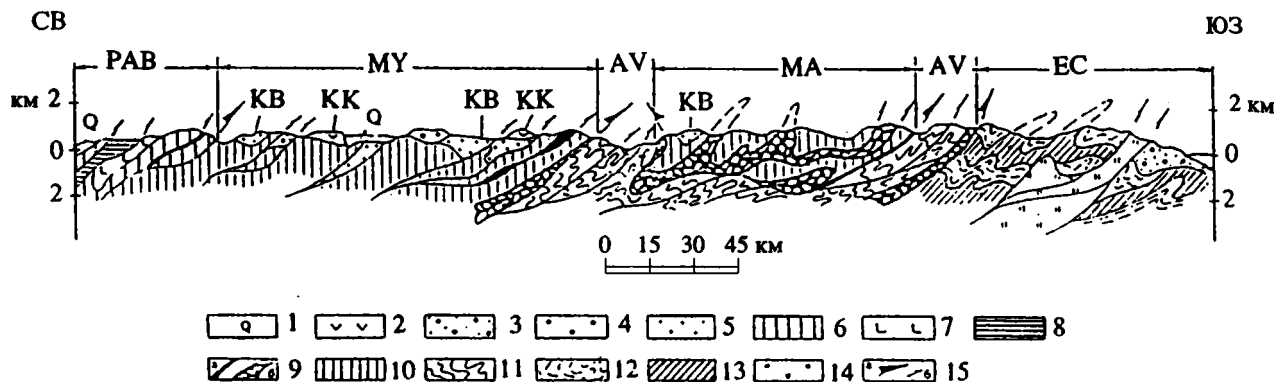


Рис. 4. Геологический разрез через северные районы Корякского нагорья (по С.Д. Соколову). Положение разреза показано на рис. 1. 1 - 4 - постаккреционные образования: 1 - четвертичные отложения, 2 - третичные базальты, андезитобазальты, андезиты, 3, 4 - терригенные породы (3 - третичные, 4 - верхнемеловые); 5 - постамальгамационные образования: альб-сенонские терригенные породы; 6 - 14 - аккрецированные террейны: 6 - гипербазиты, габбро, 7 - базальты (нижний палеозой), 8 - терригенные осадки, известняки, кремни (девон), 9 - серпентиниты (а) и серпентинитовый меланж (б), 10 - вулканогенно-кремнисто-граувакковая ассоциация (юра - нижний мел), 11 - туфотерригенные породы (верхняя юра - мел), 12 - туфотерригенные породы (верхняя юра - мел), 13 - офиолиты (карбон, пермь, триас, нижняя юра), 14 - базальт-яшмовая ассоциация (верхняя юра - мел); 15 - тектонические контакты (а - границы террейнов, б - надвиги). Сокращенные обозначения террейнов см. на рис. 1.

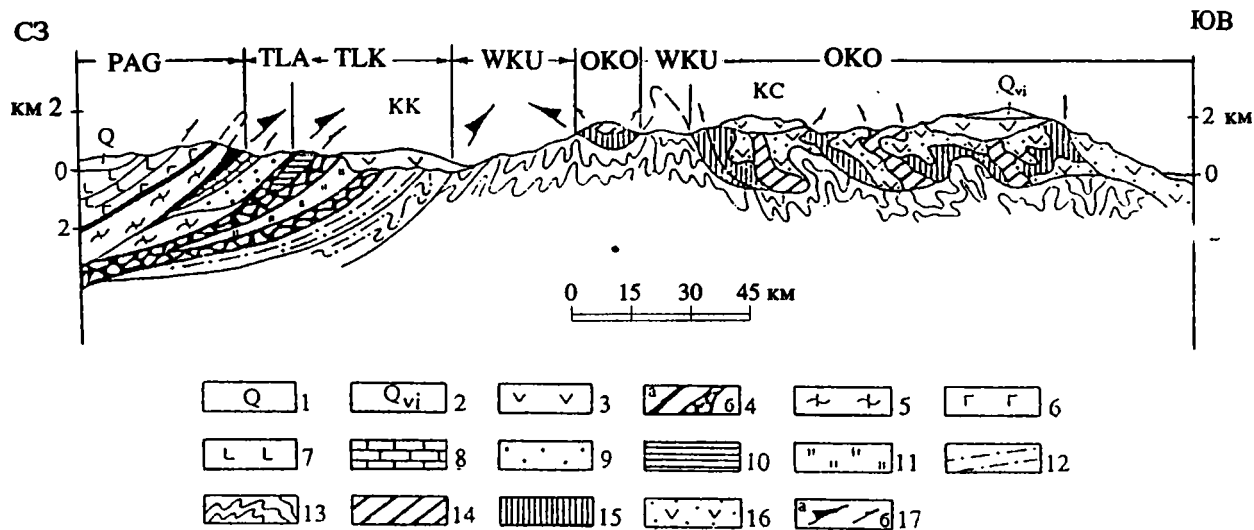


Рис. 5. Геологический разрез через южные районы Корякского нагорья (по С.Д. Соколову). Положение разреза показано на рис. 1. 1 - 3 - постаккреционные образования: 1 - четвертичные отложения, 2 - плиоцен-четвертичные базальты, 3 - третичные андезитобазальты, андезиты; 4 - 16 - аккрецированные террейны: 4 - серпентиниты (а) и серпентинитовый меланж (б), 5 - метаморфические сланцы (палеозой?), 6 - габброиды (ордовик), 7 - базальты (ордовик), 8 - туфотерригенные и карбонатные породы (девон, пермь, триас), 9 - туфотерригенные породы (нижний мел), 10 - габбро, дайки, базальты (бат - келловей), 11 - базальты, известняки, кремни (триас - юра), 12 - терригенные породы (верхняя юра - нижний мел), 13 - габбровая ассоциация, 15 - вулканогенно-кремнистая ассоциация (альб - кампан), 16 - вулканогенно-осадочная ассоциация (маастрихт - палеоцен); 17 - тектонические контакты (а - границы террейнов, б - надвиги). Сокращенные обозначения террейнов см. на рис. 1.

рейн (AV) - и мел-палеоценового возраста - Западно-Камчатский террейн, подразделяющийся на Укэляятский (WKU) и Омгонский (WKO) субтеррейны, - которые сформировались у подножия активных континентальных окраин. Метаморфические комплексы юга Камчатки, природа и возраст которых до сих пор не достаточно ясны, выделяются как Срединный (SR) и Ганальский (GN) метаморфические террейны.

Все внешние террейны характеризуются складчато-покровной структурой и находятся в покровных соотношениях друг с другом (рис. 4, 5). Палеомагнитные данные [10, 14] и находки тетиической фауны свидетельствуют, что многие из этих террейнов были сформированы в южных широтах за тысячи километров от северной окраины Азии и являются, таким образом, экзотическими [20].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В отличие от Аляски и Кордильер Северной Америки, где террейновый анализ проводится уже более 10 лет, данная статья представляет по существу первую попытку выделения и картографического изображения террейнов на всей территории Северо-Востока Азии. Представленную карту и сопровождающие ее построения следует рассматривать как весьма предварительные. Предстоит еще большая работа по уточнению границ террейнов, их природы. Составление карты террейнов должно предшествовать палеотектоническим реконструкциям. Хочется надеяться, что наша карта может оказаться основой более строгих реконструкций Северо-Востока Азии, чем те, которые были предложены ранее. Самостоятельную задачу последующих исследований составляет анализ металлогении на основе террейнового анализа.

Нельзя не обратить внимание на определенное сходство в строении и истории аккреции Северо-Востока Азии с Аляской и Кордильерами. Террейны Северо-Востока Азии в настоящее время могут быть определены большей частью лишь как подозрительные (*suspect terranes*), поскольку их палеотектоническая позиция относительно Северо-Азиатского кратона остается, строго говоря, неясной из-за отсутствия в достаточном количестве надежных палеомагнитных данных и специальных палеобиогеографических исследований. Тем не менее имеющиеся палеомагнитные и палеонтологические данные позволяют предполагать, что террейны континентального происхождения, прилегающие к кратону, являются перикратонными в смысле Дж. Монгера [35], т.е. фрагментами кратона и его окраин, которые были отчленены и вновь аккретированы к тому же кратону. Здесь, как и в восточных районах Кордильер, устанавливаются признаки палеозойских орогенических событий, а начало аккреции датируется юрой. Внешние террейны Северо-Востока Азии имеют преимущественно океаническое происхождение. Они сопоставляются с террейнами Южной Аляски, Центральных и Западных Кордильер и, по-видимому, также имеют преимущественно экзотическое происхождение.

Отличительной особенностью Северо-Востока Азии является наличие грандиозного Колымо-Омолонского супертеррейна, амальгамированного примерно в то же время, что и супертеррейны Кордильер. Столкновение супертеррейна с кратоном приводит к формированию протяженных поясов коллизионных гранитоидов, отсутствующих в таком представительном виде на Аляске и в Кордильерах. Другая характерная особенность Северо-Востока Азии заключается в существовании целого ряда вулканических поясов мелового и более молодого возраста, последовательно смещающихся в сторону океана. Это может быть связано с тем, что конвергенция тихоокеанских

плит и континента здесь происходила под большим углом, чем в Кордильерах. В районе Кордильер, начиная со второй половины мелового периода и до настоящего времени, плиты Тихого океана, продвигаясь к северу, сопрягались с окраиной континента под очень острым углом [35]. Этим объясняется прекращение магматической активности и развитие крупных продольных сдвигов, величина перемещения по которым по геологическим данным оценивается в 1000 км, а по палеомагнитным — в 2500 км. На Северо-Востоке Азии и на юге Аляски в это время происходило интенсивное наращивание континента за счет аккреции террейнов, сопровождавшееся скачкообразным отступанием зон субдукции в сторону океана.

ЛИТЕРАТУРА

1. Александров А.А. Покровные и чешуйчатые структуры в Корякском нагорье. М.: Наука, 1978. 122 с.
2. Архипов Ю.В. Офиолиты, ультрамафит-габбровые интрузии и связанные с ними образования Верхояно-Колымского складчатого пояса // Геология и природные ресурсы Верхояно-Колымской складчатой системы. Якутск, 1984. С. 110 - 131.
3. Афицкий А.И. Биостратиграфия триасовых и юрских отложений бассейна реки Большой Аной. М.: Наука, 1970. 150 с.
4. Бахарев А.Д., Гамянин Г.Н., Горячев Н.А., Половинкин В.Л. Магматические и рудные формации хребта Улахан-Тас (Северо-восточная Якутия). Якутск: изд-во ЯФ СО АН СССР, 1988. 200 с.
5. Борукаев Ч.Б., Косыгин Ю.А., Парфенов Л.М. Общие принципы составления карты тектоники докембрия континентов // Геология и геофизика. 1970. № 8. С. 3 - 11.
6. Булгакова М.Д. Литология ордовикских отложений Северо-Востока СССР. М.: Наука, 1986. 177 с.
7. Буш В.А., Кац Я.Г., Хаин В.Е. Принципы тектонического картографирования на мобилистских основах // Сов. геология. 1988. № 2. С. 114 - 123.
8. Гайдук В.В., Сюндюков И.Ш., Гриненко О.В., Имаев В.С. Строение и нефтегазоносность кайнозойского Индигиро-Зырянского прогиба // Тектоника и нефтегазоносность Якутии. Якутск, 1989. С. 75 - 87.
9. Гринберг Г.А., Гусев Г.С., Бахарев А.Г., Булгакова М.Д., Ипатьева И.С., Недосекин Ю.Д., Рукорин В.Н., Соловьев В.И., Сурнин А.А., Третьяков Ф.Ф. Тектоника, магматические и метаморфические комплексы Колымо-Омолонского массива. М.: Наука, 1981. 359 с.
10. Диденко А.Н., Печерский Д.М., Ставский А.П., Турманидзе Л.Т., Федоров С.В. Палеомагнетизм офиолитов Ягельного комплекса Корякского нагорья // Геотектоника. 1990. № 6. С. 85 - 98.
11. Долгов Б.Ю., Натапов Л.М., Ставский А.Р. Офиолиты хребта Тас-Хаяхта // Докл. АН СССР. 1983. Т. 268. № 3. С. 666 - 668.
12. Заборовская Н.Б. Внутренняя зона Охотско-Чукотского пояса на Тайгоносе. М.: Наука, 1978. 199 с.
13. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. Книга 2. М.: Недра, 1990. 334 с.
14. Коваленко Д.В. Палеомагнитные исследования остроподужных комплексов Олюторской зоны,

- острова Карагинского и тектоническая интерпретация результатов // Геотектоника. 1990. № 2. С. 37 - 44.
15. Косыгин Ю.А., Башарин А.К., Берзин Н.А., Волонтей Г.М., Вотых О.А., Красильников Б.Н., Парфенов Л.М. Докембрийская тектоника Сибири. Новосибирск: Наука, 1964. 92 с.
 16. Натанов Л.М., Сурмилова Е.П. Геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 1 000 000. Объяснительная записка. Лист. 0 - 54 - 55. Хонуу. Ленинград, 1986. 120 с.
 17. Некрасов Г.Е., Сумин Л.В. Меланократовый фундамент хребта Пекульней и его Pb / Pb термоизохронный возраст // Очерки по геологии Северо-Западного сектора Тихоокеанского тектонического пояса. М.: Наука, 1987. С. 183 - 189.
 18. Ненашев Н.И., Зайцев А.И. Эволюция мезозойского гранитоидного магматизма Яно-Колымского складчатого пояса. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1985. 175 с.
 19. Парфенов Л.М. Континентальные окраины и островные дуги мезозойд северо-востока Азии. Новосибирск: Наука, 1984. 192 с.
 20. Соколов С.Д. Аккреционная тектоника Корякско-Чукотского сегмента Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1992. 187 с.
 21. Талент Г.А. Взаимоотношения литосферных блоков на Северо-Востоке СССР: автохтонные или экзотические? // Геотектоника. 1990. № 2. С. 123 - 125.
 22. Терехов М.И., Дылевский Е.Ф. Геология хребта Арга-Тас. Магадан: СВКНИИ ДО АН СССР, 1988. 49 с.
 23. Терехов М.И., Лычагин П.П., Мерзляков В.М. Объяснительная записка к геологической карте междуречий Сугоя, Коркодона, Омолона, Олоя и Гижиги. Масштаб 1 : 500000. Магадан: СВКНИИ ДО АН СССР, 1984. 144 с.
 24. Тильман С.М., Афицкий А.И., Чехов А.Д. Сравнительная тектоника Алазейской и Олойской зон (Северо-Восток СССР) и проблема Колымского массива // Геотектоника. 1977. № 4. С. 6 - 17.
 25. Тынанкергав Г.А., Бычков Ю.М. Кремнисто-вулканогенно-терригенные отложения на западе Чукотского полуострова // Докл. АН СССР. 1987. Т. 296. № 3. С. 298 - 300.
 26. Устрицкий В.И., Храмов А.Н. К истории формирования северной части Тихого океана и Тихоокеанского подвижного пояса // Очерки по геологии Северо-Западного сектора Тихоокеанского тектонического пояса. М.: Наука, 1987. С. 239 - 276.
 27. Филатова Н.И. Периокеанические вулканогенные пояса. М.: Недра, 1988. 264 с.
 28. Ханчук А.И., Григорьев В.Н., Голозубов В.В., Говоров Г.И., Крылов К.А., Курносое В.Б., Панченко И.В., Пральникова И.Е., Чудаев О.В. Куюльский офиолитовый террейн. Владивосток: ДВГИ ДО АН СССР, 1990. 108 с.
 29. Coney P.J. Structural aspects of suspect terranes and accretionary tectonics in western North America // Structural Geology. 1989. V. 11. № 1/2. P. 107 - 126.
 30. Dawson K.M., Panteleyev A., Sutherland B.A., Woodsworth G.J. Regional metallogeny // Geology of Cordilleran Orogen in Canada. Geol. Survey of Canada. 1991. № 4. P. 3 - 49.
 31. Fujita K., Newberry T. Tectonic evolution of Northeastern Siberia and adjacent regions // Tectonophysics. 1982. V. 89. № 1 - 3. P. 337 - 357.
 32. Howell D., Jones D., Schermer E. Tectonostratigraphic terranes of the Circum-Pacific region // Circum-Pacific Council for energy and mineral resources. Houston, Texas, 1985. P. 3 - 30.
 33. Jones D.L., Howell D.G., Coney P.J., Monger J.W.H. Recognition, character and analysis of tectonostratigraphic terranes in western North America // Accretion tectonics in the Circum-Pacific regions. Tokyo: Terra Sci. Publ. Co., 1983. P. 21 - 35.
 34. Jones D.L., Silberling N.J., Coney P.J., Plafker G. Lithotectonic terrane map of Alaska // U.S. Geol. Survey. Map MF - 1874 - A. 1987.
 35. Monger J.W.H. Overview of Cordilleran geology // Western Canada sedimentary basin. Calgary: Canad. Soc. Petrol. Geologists, 1989. P. 9 - 32.
 36. Monger J.W.H., Berg H.C. Lithotectonic terrane map of western Canada and southeastern Alaska // U.S. Geol. Survey. Map MF - 1874 - B, 1 sheet, scale 1 : 2500000. 1987. 12 p.
 37. Parfenov L.M. Accretionary tectonics of Verkhoyan'e-Kolyma Mesozoides // Abstracts. V. 2. 28-th Intern. Geol. Congress. Washington, 1989. P. 571 - 572.
 38. Parfenov L.M., Natal'in B.A. Mesozoic tectonic evolution of Northeastern Asia // Tectonophysics. 1986. V. 127. № 1 - 3. P. 291 - 304.
 39. Sengor A.M.S. Plate tectonics and orogenic research after 25 years: synopsis of a Tethyan perspective // Earth Sci. Raes. 1990. V. 27. № 1, 2. P. 179 - 201.
 40. Stone D.B., Wallace W.K. A geological framework of Alaska // Episodes. 1987. V. 10. № 4. P. 283 - 289.
 41. Tipper H.W., Gabrielse H., Woodsworth G.J. Tectonic assemblage map of the Canadian Cordillera and adjacent parts of the United States of America // Geol. Survey of Canada. Map 1505A, scale 1 : 2 000 000. 1981.

Рецензент: А.С. Перфильев

Terranes and Accretionary Tectonics of Northeastern Asia

L. M. Parfenov, L. M. Natapov, S. D. Sokolov, N. V. Tsukanov

The paper discusses a map of Northeastern Asia terranes, showing terranes ranging in type and age, those accreted to the North Asian craton in the Mesozoic - Early Cenozoic, as well as post-accretionary and post-amalgamation units. Joined to the craton's margin is the Kolyma-Omolon superterrane incorporating mostly continental and less so oceanic angular terranes, which are covered unconformably by post-amalgamation Middle to Late Jurassic sedimentary and volcanogenic formations. The superterrane's accretion with the craton is dated as Late Jurassic - early Neocomian. In the pre-Albian time, craton was welded with Chukotka and northwestern Priokhotie terranes. Outward terranes of Northeastern Asia within Koryakia and Kamchatka (island-arc, accretion-wedge, etc.) were accreted in the Late Cretaceous and Middle Eocene.

УДК 551.24(265).

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ РАЗВИТИЯ АКТИВНЫХ ОКРАИН ЗАПАДА ТИХОГО ОКЕАНА

© 1993 г. Е. Н. Меланхолина

Геологический институт РАН, Москва

Поступила в редакцию 22.08.91 г.

Рассматривается специфика строения Северо-Западного, Западного и Юго-Западного сегментов тихоокеанской окраины. На северо-западе намечается ряд геологических особенностей зон субдукции и связанных с ними деструктивного и конструктивного рядов структур. На западе и юго-западе показано усложнение системы активной окраины в случаях коллизии с чужеродными фрагментами, а также существенное повышение ее мобильности в энсиматических участках. Рассматриваются условия торможения субдукции и перестроек активной окраины. В связи с этим подчеркиваются особенности палеогеновой структурной перестройки. В целом выявляется значительная устойчивость границы континент–океан, предопределявшаяся постоянством конвекции в мантии и существованием на верхнем уровне жесткого и стабильного континентального обрамления.

Выяснение специфики и тонкостей строения разных отрезков границ Тихого океана имеет решающее значение как для оценки глубинных процессов на этих границах, так и для обоснования актуалистических реконструкций. С этих отправных позиций и было начато сравнительное исследование тектонических обстановок в пределах тихоокеанских континентальных окраин, проводимое совместно с Ю.М. Пушаровским [21].

Разнообразие тектонических обстановок, а также достаточно произвольные оценки ряда параметров среды определили появление значительного количества моделей субдукции¹ [11, 26, 62, 74 и др.]. Большой частью модели объясняют лишь отдельные стороны процесса и слабо обеспечены геологическими данными. Одно из исключений представляет геодинамическая модель М. Одли-Чарльза и Н. Прайса [30, 61], основанная на детальных исследованиях дуги Банда в районе о-ва Тимор. Модель коллизии Р. Мак-Кейба [52] тоже хорошо согласуется с геологическими данными по островам Сула и Сулавеси и по некоторым участкам Филиппин. Сложная многофакторная модель Л.И. Лобковского [11] в значительной мере объясняет тектоническую обстановку в районе Японии и Курил. Современная геолого-геофизическая изученность западных окраин Тихого океана уже дает возможность как построения таких реалистических моделей отдельных участков, так и сравнения их структурных особенностей и этапности развития в последние 100 млн. лет.

¹ И даже “эдукции”, якобы идущей вспять (по представлениям Ю.В. Чудинова).

РАЙОНИРОВАНИЕ СОВРЕМЕННЫХ ОКРАИН ТИХОГО ОКЕАНА

В современной структуре Тихоокеанского обрамления естественно обособляется несколько крупных сегментов, различающихся по особенностям тектонических обстановок (рис. 1). В Антарктическом сегменте – это пассивная окраина, в Северо-Восточном сегменте – трансформная граница, а в остальных – системы активных окраин, образованные при встречном относительном перемещении океанической и континентальной плит.

В Андийском сегменте система включает окраинно-материковый вулканический пояс и желоб, развивающиеся над зоной субдукции. Особенности сегмента: отсутствие окраинных морей, большая континентальность и устойчивое развитие вулканической зоны – определяются, по-видимому, дополнительным сжатием континентального края под действием ротационных сил. Образование задуговых бассейнов и усложнение структурного рисунка происходят только в местах “океанических брешей”, в районах Карибском и Скотия. В западных сегментах по сравнению с Андами ротационные силы имеют противоположную ориентировку по отношению к краю континента. В составе активной окраины появляются задуговые бассейны окраинных морей Охотского, Японского и др. На океаническом крае скупивание и раздув мощности коры создают зоны краевых валов.

Структуры Индонезии и Филиппин находятся в пределах “брешей” в единой границе океан–континент. Здесь наблюдаются еще более сложные соотношения тектонических элементов, образовавшихся преимущественно на океанической коре. Включение в систему ряда чужеродных

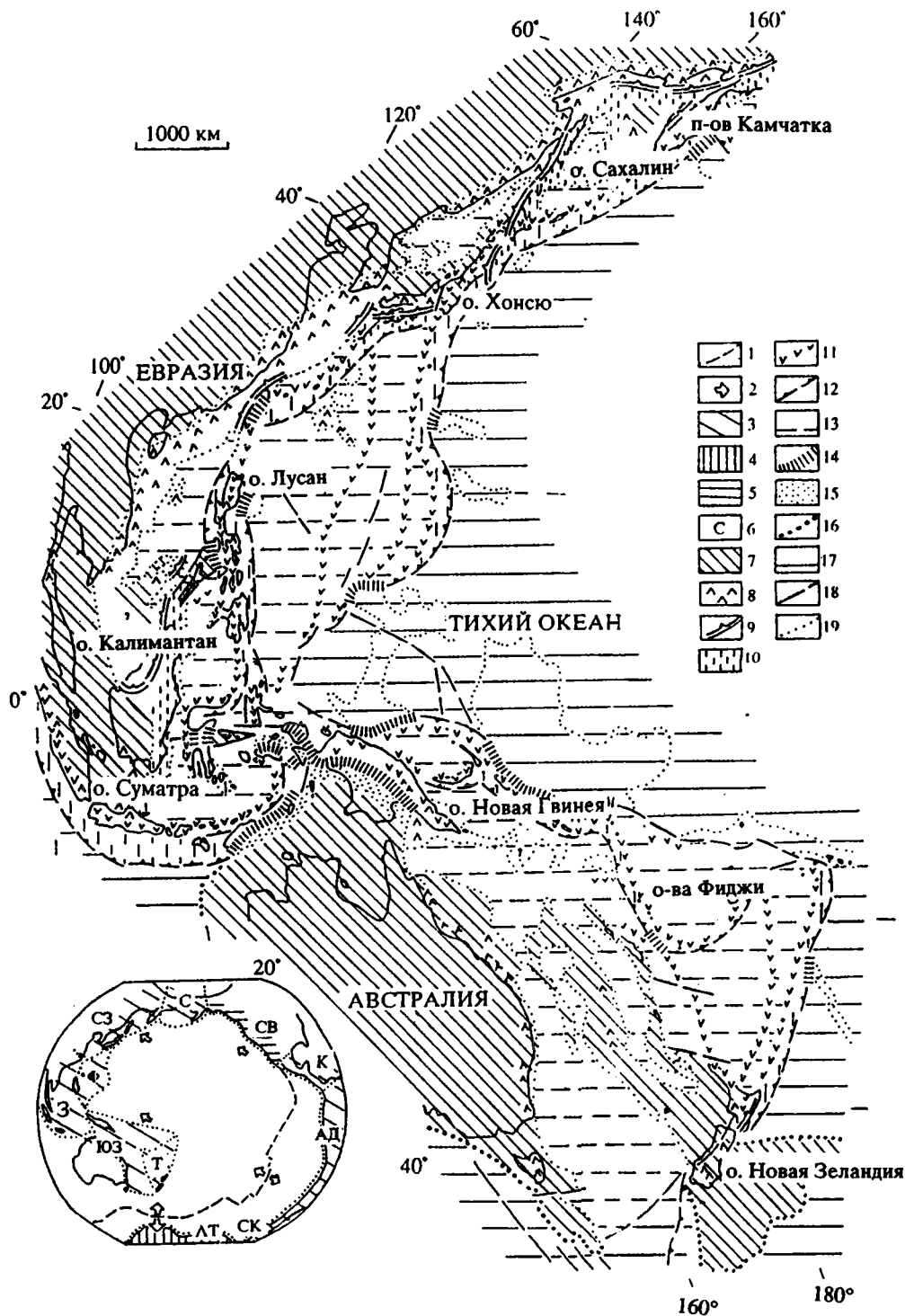


Рис. 1. Тектоническая схема западного обрамления Тихого океана. 1 – спрединговые зоны Восточно-Тихоокеанского и Южно-Тихоокеанского поднятий; 2 – направления относительных перемещений плит; 3 – 5 – типы континентальных окраин: 3 – активные, 4 – пассивные, 5 – трансформная граница; 6 – обозначения тектонических сегментов и систем – сегменты: С – Северный, СЗ – Северо-Западный, З – Западный, ЮЗ – Юго-Западный, АТ – Антарктический, АД – Андийский, СВ – Северо-Восточный; системы: Ф – Филиппиноморская, Т – Тонганская, К – Карибская, СК – Скоттия; 7 – области зрелой континентальной коры; 8 – 10 – элементы позднемезозойской активной окраины: 8 – вулканические зоны и их фрагменты, 9 – палеожелоба, 10 – зоны мел-палеогеновой обдукции; 11 – 16 – элементы кайнозойской континентальной окраины: 11 – вулканические островные дуги, 12 – глубоководные желоба, связанные с зонами субдукции, 13 – задуговые бассейны и малые океанические бассейны (в Тасманской области краевого спрединга), 14 – зоны коллизии и образования складчато-надвиговой структуры, 15 – краевые прогибы, 16 – мезокайнозойская пассивная граница океана; 17 – океанические области; 18 – крупные разломы; 19 – границы тектонических структур.

фрагментов приводит к значительным структурным преобразованиям. В пределах Юго-Западного сегмента заложение обширной зоны краевого спрединга также определило мобильность системы, возможность частых перестроек и создание необычного структурного рисунка на участке от Новой Британии до Фиджи.

Специфика крупных сегментов предопределяется: 1) действием ротационных сил², 2) направлением перемещений плит друг относительно друга и 3) их реологическими особенностями. Сравнение между собой только западных сегментов позволяет исключить из рассмотрения различия в действии первого фактора, отчасти даже и второго. Таким образом, можно попытаться оценить на основе геологических данных влияние на ход субдукции одного фактора – характера взаимодействующих плит. В дальнейшем, вероятно, это позволит выяснить также более общие черты и этапность процесса, проявляющиеся независимо от этого фактора и связанные с более глубинными причинами. В этой статье ставится задача предварительного геологического сравнения нескольких отрезков активной окраины. Основное внимание обращено на тектонику Западного и Юго-Западного сегментов, где происходит значительное усложнение структур.

СЕВЕРО-ЗАПАДНЫЙ СЕГМЕНТ

Северо-Западный сегмент активной окраины на границе с Евразийским континентом – один из наиболее просто и четко построенных. В районах Курил, Японии и Рюкю система островной дуги – желоба – окраинного моря представляет ведущие и наиболее долго живущие элементы, пограничные с океаном (см. рис. 1). Она почти не осложнена включением дополнительных структур и может рассматриваться как типовой пример, позволяющий определить геологические особенности зоны субдукции, закономерности ее заложения и развития.

Разные аспекты геологии системы в целом и ее частей достаточно детально освещены в литературе, в том числе и в работах автора (см. [14] и литературу, приведенную в ссылках к этой работе). Сейчас существенно подчеркнуть несколько моментов. Первый – существование в кайнозойской системе структур, несколько разновозрастных, представляющих разные стадии развития активной окраины. Это позволяет установить здесь последовательные ряды структур: деструктивных, связанных со становлением зоны субдукции и всей системы, и конструктивных, отвечающих их развитию и отмиранию.

² Известно, что силы, возникающие в результате лунных приливов, действуют в обратном направлении, но их величина и характер действия на литосферу пока недостаточно ясны.

В Охотском и особенно в Японском морях выявлена четкая картина деструкции былой континентальной коры, с образованием разновозрастных глубоководных котловин и ряда поднятий-останцов (рис. 2) [3, 15, 69]. Разрезы субокеанической коры Южно-Охотской и Центрально-Япономорской котловин представляют конечный результат деструкции. Последовательный деструктивный ряд позволяет проследить, как происходят дробление и разобщение фрагментов “гранитного” слоя, раскрытие участков безграничной коры и локальные базальтовые излияния. Этот ряд включает: область зрелой континентальной коры в Приморье (до деструкции) – систему кайнозойских грабенов на этой коре – грабенообразные прогибы Центрально-Охотского свода – фланговые трогги Япономорских котловин и впадину Дерюгина – котловину Хонсю – котловины Центрально-Япономорскую и Южно-Охотскую. Современные проявления сжатия и дислокаций в осадочном слое, вероятно, связаны с начинающимся замыканием задугового бассейна.

В зоне островных дуг намечается подобный ряд конструктивных элементов, несомненно их заложение на разнородном основании. В Курило-Камчатской дуге по направлению к флангам прослеживается постепенное возрастание “континентальности”. Происходит изменение структуры и мощности коры, вулканическая зона расширяется, увеличивается количество континентальных вулканитов, повышаются их кислотность, щелочность и содержание ряда литофильных элементов, возрастает роль интрузивов, образуются крупные вулканотектонические депрессии, известные на Камчатке и Хоккайдо. Отрезки дуги приобретают черты типичного окраинно-материкового пояса и развиваются на фундаменте субконтинентальной коры, сформированной на предшествовавшем этапе истории [14, 53]. Параллельно прослеживается ряд изменений в глубоководных желобах, в степени компенсации прогибания осадками. Преддуговые прогибы обнаруживаются не повсеместно в системе активной окраины. Как видно в районе Японии, преддуговой прогиб представляет собой лишь элемент желоба. “Аккреционная призма” образована здесь осадками островного склона, нарушенными частыми оползнями и надвигами [51].

Субдукция определяет заложение и длительное развитие желобов, а также сжатие, расслаивание и совмещение корово-мантийных пластин в их фундаменте. Создается напряженное состояние материала, аномально высокие скорости сейсмических волн в низах коры и мантии [25]. Повышенная прочность и добротность материала прослеживаются по сейсмологическим данным на всю глубину зоны субдукции – до 650 - 670 км [6, 65] (рис. 3). Таким образом, каждая из зон субдукции представляет собой жесткую и устой-

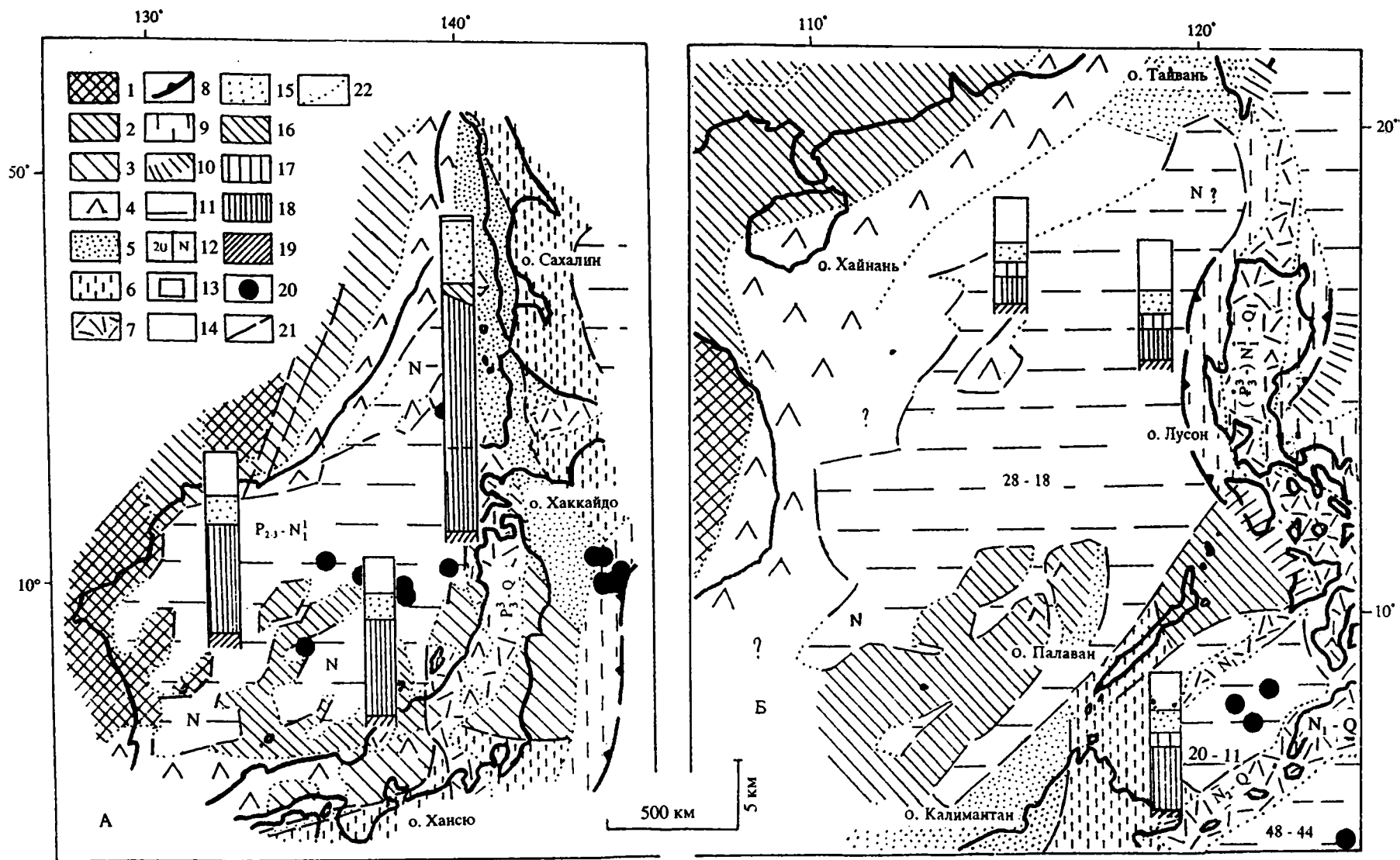


Рис. 2. Схема строения задуговых бассейнов морей Японского (А) и Южно-Китайского – Сулу (Б) (с использованием материалов [3, 8, 15, 28, 43, 47 - 49, 54, 63, 69, 70, 73]). 1 - 3 – области зрелой континентальной коры и их фрагменты: 1 – докембрийского, 2 – герцинского и индосинийского, 3 – позднемезозойского возраста; 4 - 6 – элементы позднемезозойских активных окраин: 4 – вулканические зоны и их фрагменты, 5 – палеожелоба, 6 – зоны мел-палеогеновой обдукции; 7 - 20 – система кайнозойской активной окраины: 7 – вулканические островные дуги, 8 – глубоководные желоба, 9 – преддуговые зоны, 10 – зоны коллизии, 11 – задуговые бассейны, 12 – время рифтинга и раскрытия бассейнов (млн. лет), 13 – разрезы субокеанической коры по данным ГСЗ, включающие 14 - 19 (14 – водный слой, 15 – осадки, 16 – прерывистый “гранитный” слой, 17 – второй слой, 18 – третий слой, 19 – породы мантии), 20 – скважины глубоководного бурения; 21 – кайнозойские разломы; 22 – границы тектонических структур.

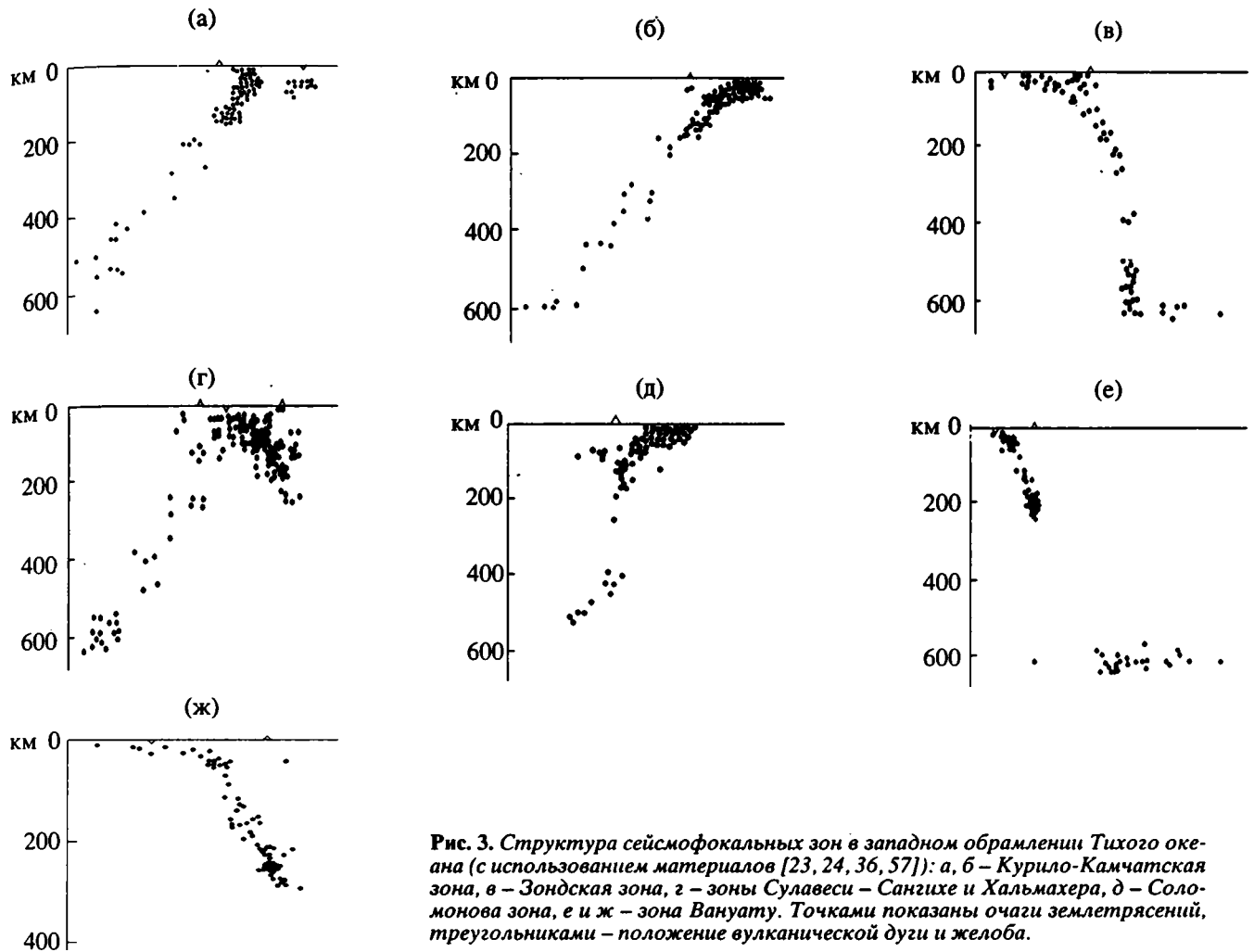


Рис. 3. Структура сейсмофокальных зон в западном обрамлении Тихого океана (с использованием материалов [23, 24, 36, 57]): а, б – Курило-Камчатская зона, в – Зондская зона, г – зоны Сулавеси – Сангихе и Хальмахера, д – Соломонова зона, е и ж – зона Вануату. Точками показаны очаги землетрясений, треугольниками – положение вулканической дуги и желоба.

чивую структуру. Ее развитие происходит длительно, вплоть до достижения предельных глубин и максимального уплотнения материала. Это относится как к современным, так и к палеоструктурам.

Наличие на Сахалине и Сихотэ-Алине хорошо сохранившихся меловых палеоаналогов дуги, желоба и окраинного моря – второй важный момент. Геологические, геофизические и петрохимические обоснования для выделения палеоаналогов мной неоднократно приводились [13, 14, 16]. Для позднего кайнозоя и позднего мезозоя была восстановлена одинаковая последовательность событий. Перестройки границ плит начинались с деструкции и раздвига в коре, наиболее изученных на примере Японского моря (эоцен – начало олигоцена). Затем происходило становление зоны субдукции, островодужный магматизм и активное корообразование – в островных дугах – как позднеолигоцен-четвертичных, так и альб-сеноманских. В дальнейшем этот процесс распространялся на значительные площади, с наращиванием края континента – поздний мел. Одновременно эволюционировал и желоб: от некомпен-

сированного прогибания вблизи островной дуги до компенсации в позднем мелу и затем перекомпенсации.

Этап сенона - палеоцена завершает развитие позднемезозойской активной окраины и формирование “гранитно-метаморфического” слоя (автохтонного типа). Что произошло в конце мела и намечается также в настоящее время? При достижении субдуцирующей плитой предельных глубин (650 - 670 км?), невозможности дальнейшего погружения и внутренних дислокаций продолжающееся поперечное сжатие могло вызвать замыкание задугового бассейна, общее сокращение площади системы и складчатость. Деформации сжатия захватили и океанический край, привели к образованию краевого вала, последующему взламыванию океанической коры и ее обдукции на континентальную окраину. На востоке Сахалина и Хоккайдо с этими событиями были связаны локальные проявления метаморфизма, островодужного вулканизма и гранитообразования, завершившие в конце мела-палеогене формирование “гранитно-метаморфического” слоя (аллохтонного типа).

Специфика палеогенового развития региона состояла в отмирании системы меловой активной окраины и некоторой тектонической стабилизации, т.е. существование активной окраины оказывается непостоянным и соответствует лишь этапам встречного перемещения континентальной и океанической плит: меловому и позднеолигоцен-четвертичному. На обоих этапах устанавливается северо-западная ориентировка перемещений с образованием фронтальных надвигов и тыловых раздвигов. В конце каждого этапа невозможность более глубокого проникновения плиты в зоне субдукции, вероятно, приводила к максимальному субгоризонтальному сжатию в верхних 60 км коры и мантии, фиксируемому по сейсмологическим данным [2, 5, 23].

В Японской дуге молодой островодужный комплекс "зеленых туфов" был сформирован непосредственно на фундаменте из пород окраино-материкового вулканического пояса предшествовавшего этапа [43]. Японский желоб заложен с незначительным смещением к востоку относительно палеожелоба Исикари. Развитие системы проходило со смещением центральной части в сторону океана и увеличением кривизны. Современное удаление фронтальной части системы от материка составляет 600 - 700 км. На Курилах смещение позднекайнозойской системы активной окраины по сравнению с позднемезозойской составило от 300 до 700 км [9] (см. рис. 1). Последняя же удалена от своих пермо-триасовых аналогов не более чем на 200 км. В целом наращение континентальных площадей, миграция их границы с океаном оказываются весьма небольшими.

Перестройки границ плит датируются аптальбским временем и эоценом - началом олигоцена³. Основная эпоха тектогенеза на Сихотэ-Алине относится к концу мела⁴, позднекайнозойская система еще не завершила своего развития. Позднемиоценовая интенсификация тектонических движений и деформаций в пределах Камчатки [18] могла быть вызвана коллизией ее структур с океаническим поднятием Обручева.

ЗАПАДНЫЙ СЕГМЕНТ

Западный сегмент активной окраины включает несколько систем островных дуг - желобов и окраинных морей. Это система Сунда и Банда, ее продолжение на севере Индонезии и далее Филиппинская система с рядом задуговых бассейнов (см. рис. 1). Филиппинская система по границе с Тихим океаном достаточно специфична и будет рассмотрена отдельно. Сегмент выделяется наибольшей неоднородностью и мобильностью тектонических элементов. При значительном усложнении структурного плана трактовка

природы ряда зон становится неоднозначной. Но большей частью в полосе, примыкающей к Евразийскому континенту, от Катазии и Тайваня до Индонезии устанавливается общее сходство мезозойской и кайнозойской зональности и характера структур с изученными в Северо-Западном сегменте (даже в деталях). Для мел-кайнозойских тектонических элементов это было показано мною раньше [13].

Для кайнозойской системы такое сходство можно продемонстрировать при сравнении задуговых бассейнов морей Южно-Китайского - Сулу и Японского (см. рис. 2). Субширотная котловина олигоценного возраста в Южно-Китайском море сопоставима с Центрально-Япономорской и также была образована в ходе субмеридионального растяжения коры [70]. На флангах этой котловины миоценовое раскрытие тоже было ориентировано к юго-востоку. Это относится и к раннемиоценовой котловине моря Сулу [54], сопоставляемой с котловиной Хонсю. Банки Рид, Дэнджерес-Граундс и Северо-Палаванский фрагмент [49] аналогичны структурам поднятия Ямато. В тылу основного рифта, в краевой части материка, как и в Приморье, известны палеогеновые грабены. В целом деструктивные элементы Южно-Китайского региона образуют генетический ряд, подобный выявленному для Японского моря. Южно-Китайская котловина по сравнению с Центрально-Япономорской имеет меньшую мощность субокеанической коры и сильнее развитый второй слой [28]. В ее формировании можно предполагать большую роль базальтовых излияний.

Конструктивные элементы, как и на северо-западе, характеризуются различной зрелостью коры [8, 33, 37, 46, 73], что позволяет расположить их в виде последовательного генетического ряда. В дуге Банда и Сунда с востока на запад происходит постепенное возрастание "континентальности" - точно так же, как это отмечено выше для Курило-Камчатской дуги (рис. 4). Одновременно прослеживается большая компенсация и обмеление желоба. Задуговой бассейн сокращается в размерах (в море Флорес) и исчезает (в море Ява).

Именно здесь, в обрамлении континентальной области Сундалэнд, устанавливается наиболее раннее проявление субдукции и вулканизма в системах Сунда и Сулавеси (конец олигоцена - начало миоцена). В районе Суматры и Явы заложение островной дуги происходит поверх элементов вулканического пояса предшествовавшего этапа, т.е. нарушение сплошности среды и начало субдукции выявляются вдоль существовавшей уже границы океанической и континентальной литосфер с разными прочностными свойствами⁵. В условиях сжатия зона срыва и пододвигания распространялась далеко по простиранию в восточном направлении, последовательно захватывая, "вспарывая" и океанические участки, принадлежавшие

³ Соответствуют австрийской и пиренейской фазам складчатости Средиземноморья.

⁴ Соответствует субгерцинской фазе складчатости.

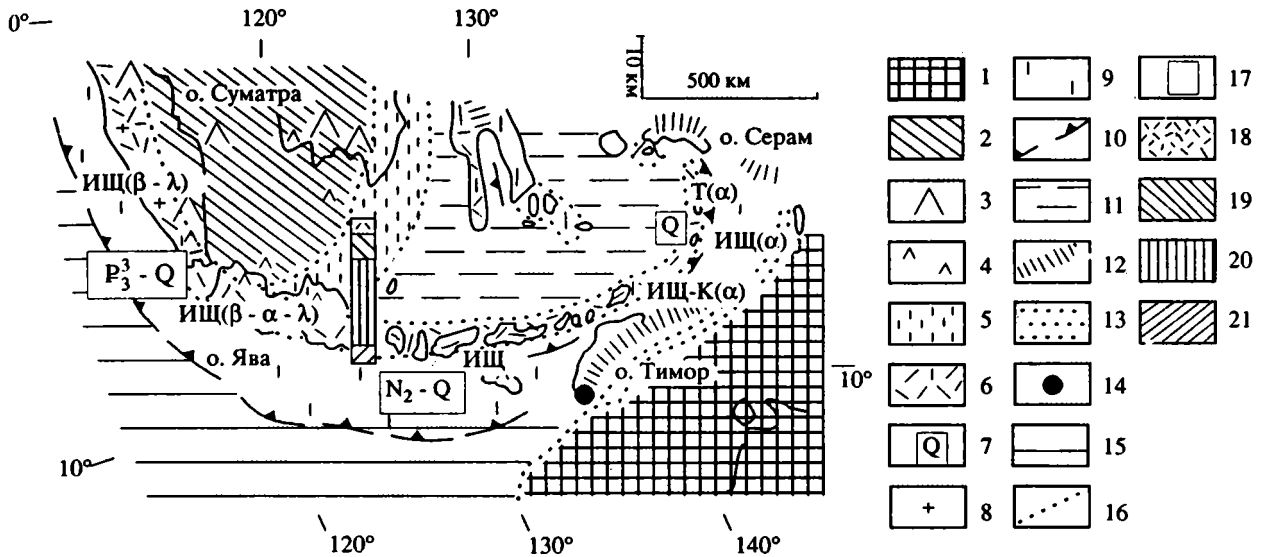


Рис. 4. Схема строения системы Банда и Сунда (с использованием материалов [7, 8, 31 - 33, 46, 73]). 1, 2 – области зрелой континентальной коры: 1 – докембрийского (Австралийская платформа) и 2 – индосинийского возраста; 3, 4 – фрагменты вулканических зон древних активных окраин: 3 – палеозойско-триасовых, 4 – меловых; 5 – зона мел-палеогеновой обдукции; 6 - 20 – система кайнозойской активной окраины: 6 – вулканические островные дуги, 7 – возрастной объем вулканического комплекса, 8 – присутствие миоценовых интрузий диорит-гранитного состава, 9 – преддуговые зоны (аккреционная призма и преддуговой прогиб в дуге Сунда, зона неогеновой обдукции на Сулавеси), 10 – глубоководные желоба, 11 – задуговой бассейн, 12 – зоны коллизии и образования складчато-надвиговой структуры, 13 – краевой прогиб, 14 – скважина глубоководного бурения, 15 – океаническая область, 16 – границы тектонических структур, 17 – разрез островодужной земной коры (по данным ГСЗ), включающий 18 - 21 (18 – вулканогенно-осадочный, 19 – зачаточный “гранитный”, 20 – “базальтовый” слой, 21 – породы мантии). Состав вулканических пород: Т – островодужная толеитовая серия, ИЩ – известково-щелочная серия, ИЩ-К – высококальциевые известково-щелочные породы, Щ – щелочная серия; β – базальты, α – андезиты, λ – липариты; подчеркнут преобладающий состав пород, стрелкой показано возрастание роли липаритов.

Индонезийскому бассейну. Так, в плиоцене были образованы восточные отрезки островных дуг Банда и Сангихе с отчленением задуговых бассейнов Банда и Целебес, в четвертичное время возникли вулканы северо-восточных флангов этих дуг.

Использование палеомагнитных данных [52, 55] позволяет восстановить для начала миоцена относительно простую конфигурацию системы активной окраины, конформную меловой системе и несколько смещенную в сторону океана. Она обрамляла выступ Юго-Восточной Азии в районе Сундалэнд. Как и в Северо-Западном сегменте, зоны субдукции существовали как жесткие и устойчивые структуры. Сейсмологические исследования современных зон показывают их проникновение на всю глубину верхней мантии – около 650 - 680 км (см. рис. 3) [34]. В ряде пересечений дуги Банда сейсмофокальная зона прослеживается до этих глубин практически непрерывно. В других случаях глубже 300 км виден тот или иной асейсмичный перерыв. Чрезвычайно интересны профили около о-ва Ява,

показывающие перегиб и выполаживание сейсмофокальной зоны на глубине 550 - 650 км, которое может отвечать субгоризонтальному продвижению погруженной плиты вдоль подошвы верхней мантии.

Во всех системах развитие субдукции происходило длительно, вплоть до достижения этого уровня. Перескоки или смена полярности субдукции выявляются очень редко – только при невозможности продолжения процесса. Можно думать, что такая ситуация создавалась в ряде участков в конце миоцена. Дальнейшее развитие конвергенции плит происходило в Филиппинском регионе с последовательным восточным перемещением зоны субдукции, а в Индонезии – с рядом сложных структурных преобразований.

В океанических комплексах сжатие часто реализовалось в складко- и надвигообразовании и расслаивании коры. Такие деформации, образование трогов и аккреционных призм в задуговых зонах морей Банда и Флорес, Целебес, Сулу, Южно-Китайского рядом исследователей связываются со сменой полярности субдукции. Однако во всех случаях, за исключением трога Манила в Южно-Китайском море, имеются только признаки малоглубинного пододвигания под островную дугу – начала замыкания бассейнов (см. [21]).

⁵ В модели Н. Прайса с соавторами [62] зарождение субдукции на контакте океанической и континентальной литосфер объясняется не только ослаблением здесь прочности среды, но и созданием дополнительного давления при изгибе океанического края под нагрузкой осадочной линзы.

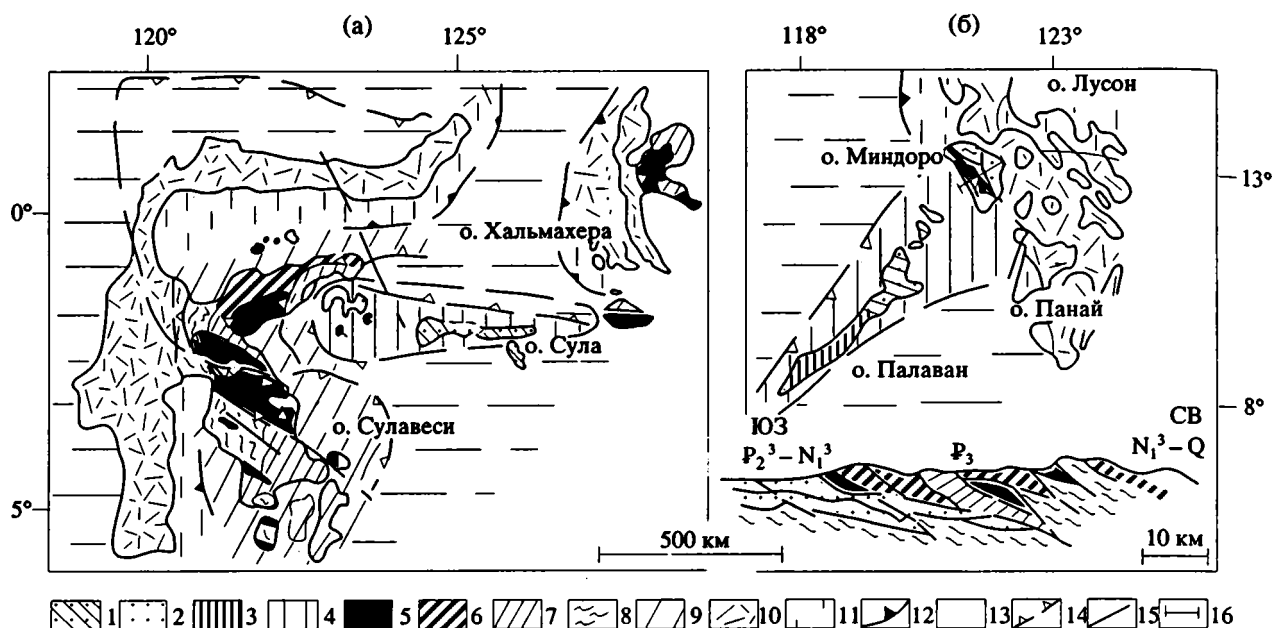


Рис. 5. Схема строения коллизионных зон Бангай-Сула (а) и Северо-Палаванской (б) (с использованием материалов [8, 45 - 47, 49, 59, 63, 68, 71]). 1 - 4 - континентальные фрагменты (микроконтиненты) Бангай-Сула и Северо-Палаванский: 1 - комплекс палеозойско-триасовой континентальной коры, 2 - мелководный осадочный комплекс позднего мезозоя-кайнозоя, 3 - офиолитовый комплекс позднего мела-палеогена, 4 - подводные продолжения структур; 5 - 9 - коллизионный пакет покровных пластин: 5 - меланж и ультраосновные породы офиолитового комплекса, 6 - основные породы офиолитового комплекса, 7 - глубоководные осадочные породы от триасовых до нижнеили среднемиоценовых, 8 - кристаллические сланцы, 9 - подводные продолжения структур; 10 - вулканические островные дуги; 11 - преддуговые зоны; 12 - глубоководные желоба; 13 - задуговые бассейны окраинных морей; 14 - надвиги; 15 - прочие разломы; 16 - положение геологического разреза через о-в Миндоро.

Во многих районах деформации и изменение структурного плана определялись явлениями коллизии, специфичными для Западного сегмента (см. рис. 1). В коллизию с островодужными зонами были приведены океанические поднятия Огасавара, Каролинское, Бенхам подобно тому, как это произошло с поднятием Обручева на севере. Наиболее интересны случаи коллизии с жесткими континентальными фрагментами Бангай-Сула и Северо-Палаванским (рис. 5) [46, 49, 52, 59]. Все эти своеобразные низкоплотностные фрагменты, включенные в океаническую литосферу, не могли быть погружены в зоне субдукции. Их коллизия с островодужными зонами приводила к локальному торможению субдукции и вулканизма, образованию перегиба и косых сдвигов в островной дуге, замыканию участка желоба и сучиванию материала перед фронтом движущегося блока.

Такое сучивание в середине миоцена и образование сложного пакета пластин установлено на Сулавеси и Миндоро, где с вулканической зоной были сближены разнородные комплексы, метаморфические, глубоководноморские и офиолитовые [49, 63, 68] (см. рис. 5). Пластина среднеолигоценых офиолитов и осадков на о-ве Миндоро рассматривается предположительно как фрагмент коры Южно-Китайского моря. Пластины более древних офиолитов могли принадле-

жать предшественнику Южно-Китайского моря. Их обдукция и совмещение в районе Миндоро произошли при столкновении субконтинентальных блоков Филиппин и Северо-Палаванского. Севернее, где жесткой структуре Филиппинской дуги противопоставлен субокеанический коровый комплекс Южно-Китайского моря, происходит современное становление зоны субдукции и желоба Манила [47]. Коллизия Филиппинской островной дуги с Северо-Палаванским фрагментом на западе и с океаническим поднятием Бенхам на востоке, усложнение плана и смена полярности субдукции с образованием желоба Манила создали в районе 15° с. ш. сложный зигзагообразный изгиб структур ("двойной ороклин", по У. Гамильтону [46]).

Наиболее значительные изменения хода субдукции произошли в плиоцене на юге дуги Банда в результате коллизии с Австралийским континентом [31, 33, 61] (рис. 6). Его высокая плавучесть и невозможность субдукции привели к разрыву погружающейся плиты в районе о-ва Тимор, прекращению процесса в верхних 300 км зоны субдукции (почти асейсмичных) и остановке вулканизма. Продолжающееся сжатие и перемещение континентальной плиты вызвали перекрытие и замыкание желоба, образование сутурного пояса, интенсивное сучивание материала на континентальном крае и перед его фронтом.

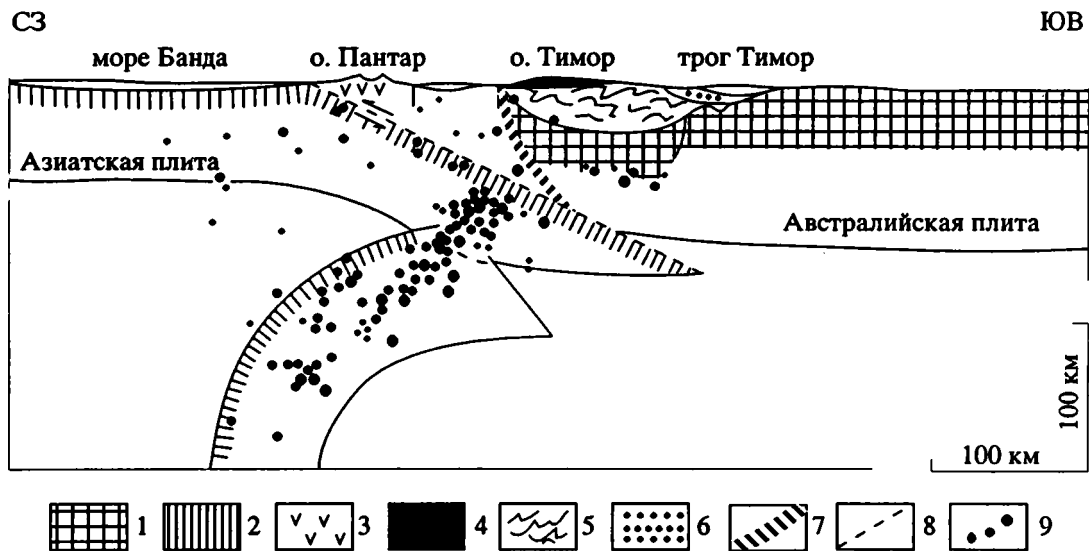


Рис. 6. Геолого-геофизический разрез зоны коллизии и складчатости в районе о-ва Тимор (по [61]). 1, 2 – породы коры: 1 – континентальной, 2 – океанической; 3 – вулканическая островодужная зона; 4 – 6 – складчато-надвиговая зона Тимора: 4 – пакет аллохтонных пластин, 5 – деформированный параавтохтон, 6 – краевой прогиб; 7 – сутурная зона; 8 – разломы; 9 – очаги землетрясений.

Пакет покровов Тимора включает карбонатные и кремнистые глубоководные отложения мезокайнозоя, метаморфические породы (вероятно, азиатского происхождения), мелководный осадочный комплекс (азиатский?); пиллоу-лавы, серпентиниты и амфиболиты океанической коры, шарьированные поверх деформированных отложений австралийского шельфа [31 - 32]. Плиоцен-плейстоценовые слои образуют неоавтохтон. Покровным перемещениям плиоценового времени может соответствовать накопление олистостромоподобных образований. По границе с Австралийской платформой в это время был образован краевой прогиб – трог Тимор⁶.

Районы Тимора и Серама представляют уникальный пример современного формирования покровно-складчатого сооружения и краевого прогиба, произошедшего в результате коллизии континентальной платформы с системой активной окраины. Продолжительность процесса к настоящему времени составила около 3.5 млн. лет. На разных отрезках дуги Банда коллизия продвинута в различной мере. Это позволяет наметить ряд коллизионных структур и изучить последовательные стадии процесса. Другой пример современной коллизии и складчатости можно наблюдать на Тайване, где островодужная зона сближена с соседним Евразийским континентом [41, 48].

⁶ Эта структура нередко рассматривается в качестве глубоководного желоба. Однако анализ геолого-геофизических данных показывает ее поверхностное заложение на континентальном фундаменте и непосредственную связь с дислокациями Тимора [21].

Создание всего необыкновенно сложного структурного ансамбля отличает Западный сегмент от Северо-Западного. Но общая направленность развития структур и основные события оказываются сходными. Этапы существования системы активной окраины – поздний мезозой и поздний кайнозой. Продвижение молодой конвергентной границы в сторону океана в большей части Западного сегмента не превышает 500 - 1000 км. В обрамлении континентальной области Сундалэнд и на Филиппинах позднекайнозойские вулканические зоны непосредственно наследуют аналогичные зоны предшествовавшего этапа.

Перестройки границ плит датируются концом юры - началом мела и эоцен-олигоценным временем⁷. Моменты коллизии островодужных зон с чужеродными коровыми фрагментами в ранне-, средне-, позднемиоценовое и плиоценовое время значительно усложняли общий ход субдукции. Проявления тектогенеза и континентального коробразования привели к закрытию мезокайнозойского палеоокеанического Индонезийского бассейна. Бассейн существовал с начала мезозоя как остаток океана Палеотетис или же как новообразованная структура, связанная в своем происхождении с распадом Гондваны (см. [21]). Длительное сохранение океанических структур на месте Индонезийского бассейна обеспечило мобильность и сложность строения западного обрамления Тихого океана. Особенно это относится к структурам Филиппинского региона.

⁷ Соответствуют позднекимерийской и пиренейской фазам складчатости.

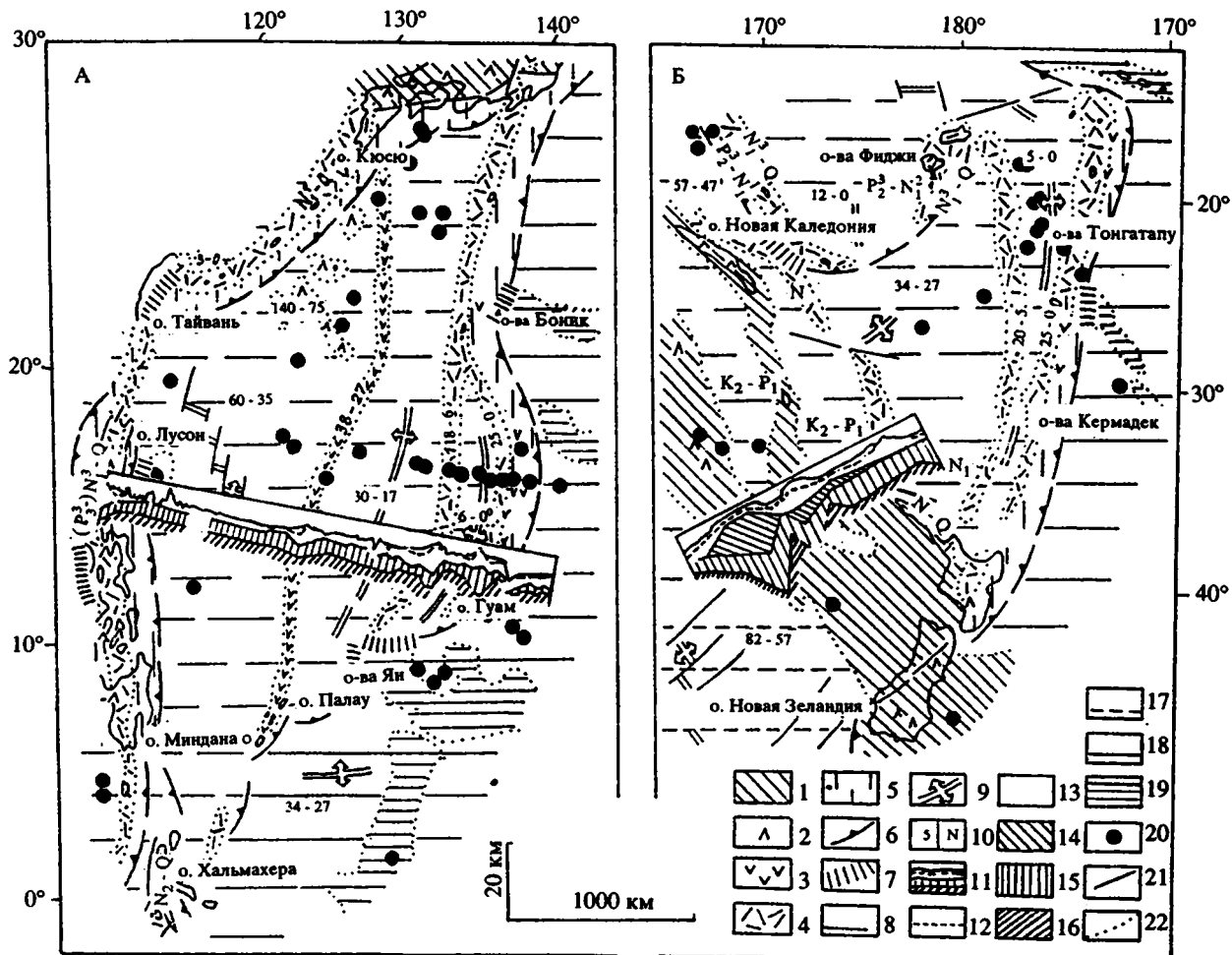


Рис. 7. Схема строения Филиппиноморской (А) и Тонганской (Б) систем активной окраины (с использованием материалов [8, 19, 28, 29, 42, 44, 45, 48, 56, 66, 67, 71, 72]). 1 – фрагменты континентальной коры палеозойско-мезозойского возраста; 2 – фрагменты островодужных вулканических зон позднего мезозоя и позднего мела-палеогена; 3 - 16 – кайнозойская активная окраина: 3, 4 – вулканические островные дуги: палеогеновые (3) и неоген-четвертичные (4), 5 – преддуговые зоны, 6 – глубоководные желоба, 7 – зоны коллизии, 8 – задуговые бассейны, 9 – центры спрединга, 10 – время спрединга и развития островной дуги (млн. лет), 11 – разрез коры по данным ГСЗ, включающий 12 - 16 (12 – подошва осадков, 13 – второй слой, 14 – “гранитный” слой, 15 – третий слой, 16 – породы мантии); 17 – малый океанический бассейн Тасманской области; 18, 19 – Тихоокеанская область: 18 – абиссальные структуры, 19 – океанические поднятия; 20 – скважины глубоководного бурения; 21 – разломы; 22 – границы тектонических структур.

ФИЛИППИНОМОРСКАЯ СИСТЕМА

Филиппиноморская система в промежутке между Северо-Западным и Западным сегментами отличается от них постоянным возобновлением спрединга и субдукции в течение последних 70 млн. лет. Система образует непосредственную границу с Тихоокеанской плитой. Она состоит из глубоководного желоба во фронтальной части и трех разновозрастных вулканических зон, разделенных котловинами Филиппинского моря (рис. 7) [4, 8, 19, 28, 29, 44, 60]. Коллизия фронтальной части дуги с океаническими поднятиями разного размера создает сегментацию дуги, обособление на юге отрезков Тоби и, вероятно, Хальмахеры. Сейсмические данные по совре-

менной и остаточным островодужным зонам показывают распространение в них коры, близкой к океанической, но отличающейся наращиванием второго – вулканического слоя и локальным появлением более высокоскоростных образований зачаточного “гранитного” слоя.

Фрагменты наиболее древней островодужной системы и мафических пород ее основания обнаруживаются на Филиппинах [71] и подводном хребте Оки-Дайто. К востоку в остаточных дугах происходит последовательное омоложение комплексов пород. Существование в Филиппинском море остаточных островных дуг разного возраста, сходство их вулканических образований с породами фундамента современной дуги рассма-

триваются исследователями как свидетельства неоднократного деления островной дуги и разобщения ее фрагментов. Это приводило к раскрытию задуговых бассейнов с субокеанической корой, к последующему возобновлению вулканизма во фронтальной части системы. Наличие в Филиппинском море разновозрастных спрединговых зон и незаключенность процесса в Марианском трого позволяют наметить последовательный ряд спрединговых структур. Интенсивное развитие задугового магматизма и латеральное наращивание коры отличают эти структуры от котловин Японского и Южно-Китайского морей, связанных преимущественно с рифтингом [14].

Длительность полных интервалов раскрытия филиппиноморских бассейнов и спрединга составляла 15 - 25 млн. лет, а островодужного вулканизма – около 12 млн. лет. Современный спрединг в Марианском трого продолжается около 6 млн. лет и вулканизм в марианской островной дуге – 2.5 млн. лет. Судя по сейсмологическим данным, погружение Тихоокеанской плиты в современной зоне субдукции уже приближается к предельным глубинам, но внутренние дислокации и уплотнение, по-видимому, в ней еще невелики. Дислокации океанического края перед зоной субдукции уже привели к образованию краевого вала с раздувом мощности коры и повышением сейсмических скоростей [50].

Таким образом, в течение всего кайнозоя в Филиппиноморской системе проявлялась устойчивая тенденция к развитию краевого спрединга. Развитие спрединга и наращивание Филиппинской плиты сопровождалось периодическими перескоками ее восточной границы и заложением новых зон субдукции и связанных с ними структур. Представляется, что для внутриокеанических дуг такие перескоки были менее затруднены, чем для близконтинентальных, отмеченных выше. Общее перемещение границы в сторону Тихого океана составило не менее 2500 км.

В отличие от соседних сегментов и спрединг, и субдукция в Филиппиноморской системе, начиная с олигоцена, были ориентированы субширотно и проходили в условиях косога встречного перемещения Тихоокеанской и Филиппинской плит. Моменты перестройки субдукции и инициации островодужного магматизма в новых зонах относятся к концу позднего мела (на Филиппинах), к концу эоцена - началу олигоцена, к раннему миоцену и позднему плиоцену (см. рис. 7).

ЮГО-ЗАПАДНЫЙ СЕГМЕНТ

В Юго-Западном сегменте, вдоль границы с Австралийским континентом, сохранились элементы позднепалеозойской, позднемезозойской и кайнозойской активных окраин, располагающиеся в сравнительной близости друг к другу (см. рис. 1). Как и в Западном сегменте, разновозрастные кайнозойские системы островных

дуг – желобов – окраинных морей создают сложный ячеистый структурный рисунок. Их развитие тоже осложнено приращением в позднем кайнозое разнородных коровых фрагментов. В Новой Гвинее изучено покровно-складчатое сооружение, подобное Тимору и также образованное в результате коллизии островодужной зоны с континентальной платформой Австралии [12, 38, 40, 46]. При их сближении относительное перемещение структур могло составить многие сотни километров. Сокращение ширины океанической и островодужной зон, включенных в складчатую область Центрального хребта, оценивается в 100 км. Формирование складчатой области с середины кайнозоя, донныне сопровождается заложением Новогвинейского краевого прогиба и накоплением моласс.

Непосредственная граница сегмента с океаном на участке от Новой Британии до Фиджи имеет скорее всего трансформный характер. При общей продольной ориентировке сдвиговых напряжений специфика тектонических обстановок определяется характерной реологией взаимодействующих масс: наличием на северо-востоке низкоплотных океанических поднятий Эаурипик и Онтонг-Джава, а на юго-западе – малых океанических бассейнов Тасманова, Кораллового и других морей. Сжатие в пограничной зоне создает островодужные системы Новобританскую, Соломонову и Вануату с обратной полярностью субдукции по отношению к основной границе океан – континент. Ранняя субдукция в этих системах (конец эоцена–олигоцен) реконструируется со стороны Тихого океана к югу и юго-западу, смена ее полярности предполагается в середине миоцена [12, 35].

Перестройка системы субдукции и новообразование желобов сравнимы с явлениями, наблюдаемыми в районе о-ва Лусон и трого Манила. Но в структурах Юго-Западного сегмента перестройка гораздо дальше продвинута, проявлена в значительно большем масштабе. Причиной смены полярности субдукции во всей протяженной полосе континентальной окраины послужила ее коллизия с плавучими массивами поднятий, как это показано для Соломоновой дуги. При этом на Новой Британии новообразованная дуга наследовала прежнюю, так что комплекс позднемиоценово-четвертичных вулканитов формировался поверх эоцен-олигоценового. Соломонова дуга была несколько смещена к западу, а дуга Вануату – к востоку от прежней дуги, образовавшей ее внешнюю зону. Развитие островных дуг происходило с постепенным изгибанием, новообразованием в их тылу задуговых бассейнов Северо-Фиджийского и Бисмарка, а перед фронтом – глубоководных желобов. Коллизия участков дуги Вануату с низкоплотными элементами зоны Д'Антраксто и дуги Лоялти привела к локальному торможению субдукции.

В целом к настоящему времени обратная субдукция уже достигла глубины 600 - 650 км [36, 57]. Данные по механизмам очагов землетрясений свидетельствуют о поперечном сжатии вверху зоны субдукции и проявлении на глубине напряжений растяжения по падению зоны, возможно, связанных с раздроблением субдуцирующей плиты. На стыке Новобританской и Соломоновой систем значительный асейсмичный промежуток на глубинах от 200 до 400 км может отвечать разрыву плиты, погружающейся под поднятие Онтонг-Джава. В дуге Вануату асейсмичный промежуток и обрыв (?) плиты приурочен к глубинам ниже 350 км. На глубине 600 - 650 км в северной части дуги обнаружен субгоризонтальный элемент плиты (см. рис. 3), вероятно, перемещающийся вдоль подошвы верхней мантии, как это предполагается нами и для района дуги Сунда⁸.

Таким образом, в значительной части Юго-Западного сегмента взаимоотношения с Тихим океаном характеризуются длительным развитием сжатия и субдукции. Позднекайнозойская субдукция приурочена к прежней границе с океаном. Но в отличие от остального тихоокеанского обрамления она направлена в сторону океана и происходит с поглощением океанической литосферы Тасманской области.

Именно образование Тасманской области краевого спрединга в восточном обрамлении Гондваны⁹, произошедшее в интервале времени от кампана до раннего эоцена, представляется определяющим фактором для всего последующего развития Юго-Западного сегмента. Широкое распространение океанической и субокеанической литосферы создало возможность как проявления смены полярности в рассмотренных структурах, так и относительной легкости перескока зон субдукции на юге, в Тонганской системе. Сейчас спрединговая зона Тасманова и Кораллового морей сохранилась как потерявшее активность ответвление Южно-Тихоокеанского поднятия [60, 72]. Былому развитию процесса, а, может быть, и его продолжению на участке от морей Тасманова и Фиджи до Филиппинского отвечает распространение на глубине до 150 км и больше низкоскоростного и предположительно "горячего" материала - возможно, восходящий мантийный поток, рождающий спрединг [1].

Последовательность развития 1) краевого спрединга и 2) раннеостроводужных структур, 3) смены полярности субдукции и существования молодых островных дуг отвечает этапам: кам-

пан-раннеэоценовому¹⁰, эоцен-среднемиоценовому, среднемиоцен-четвертичному.

Развитие магматического и метаморфического процессов на окраине Гондваны и в островных дугах, складчатость и метаморфизм в Новогвинейской и Новокаледонской областях приводили к неоднократному наращиванию континентальной коры [4, 58, 72]. Наиболее значительные проявления тектогенеза относятся к середине мела и концу эоцена - началу олигоцена¹¹. Масштабы роста континентальных структур были, однако, невелики. Продвижение современной конвергентной границы на восток по сравнению с палеозойской в северной части сегмента нигде не превысило 500 - 1000 км. Причем это пространство включает значительные участки молодой субокеанической коры, еще не подвергшейся субдукции и скупиванию.

Мел-кайнозойское раздробление и спрединг вдоль края Гондваны имели более значительные масштабы, чем севернее, и проявились раньше. Эти события происходили в условиях растяжения по границе с Тихим океаном и не сопровождалась субдукцией и образованием островодужных систем. Обстановка сжатия установилась в пределах сегмента в конце эоцена - начале олигоцена - также раньше, чем в северных районах. Она вызвала обдукцию и мощное покровообразование в западных районах: Новой Гвинее, поясе Новая Каледония-Норфолк-Новая Зеландия, а в восточной части сегмента - возобновление субдукции. Образование всей системы кайнозойской активной окраины юго-запада Тихого океана началось раньше, чем в Индонезии или в северо-западном обрамлении океана.

ТОНГАНСКАЯ СИСТЕМА

На значительном протяжении структуры Юго-Западного сегмента отделены от Тихого океана системой дуг и желобов Тонга-Кермадек-Новая Зеландия с рядом разновозрастных задуговых зон (см. рис. 7) [4, 42, 56, 60, 66, 67, 72]. Эта система обнаруживает несомненное сходство с Филиппинской: то же активное развитие спрединга в течение всего кайнозоя, перескоки к востоку зоны спрединга и вулканической дуги, общее перемещение границы в сторону океана. В структурах современной вулканической зоны и желоба наблюдаются те же продольные изменения, что и в системе Банда и Сунда [42]. В пределах Новой Зеландии зона приобретает особенности окраинно-материкового пояса и континентальный тип коры. На Северном острове она была заложена в непосредственной близости к структурам пермской и мезозойской континентальных окраин, а дальше к северу распространялась на океанические участки.

⁸ Обсуждение вещественного состава и физических параметров мантии показывает возможность проникновения океанической плиты вдоль этой границы [64].

⁹ Западно-Тихоокеанского рифтового пояса, по Е.Е. Милановскому и А.М. Никишину [17].

¹⁰ Соответствует субгерцинской и ларамийской фазам складчатости.

¹¹ Соответствуют австрийской и пиренейской фазам.

Эволюция Тонганской системы, как и Филиппинской, проходила с неоднократным раскалыванием островодужных зон, разделением их остаточных и фронтальных частей в ходе задугового спрединга, с последующим возобновлением субдукции, вулканизма и корообразования по границе с Тихоокеанской плитой. Существование в Тонганской системе спрединговых зон разного возраста, современный активный спрединг в котловине Лау, его распространение по простиранию к югу, возникновение неовулканической зоны на западе позволяют судить о разных стадиях процесса спрединга, как и в Филиппинской системе. Продолжительность полных интервалов раскрытия задуговых бассейнов и интервалов островодужного вулканизма составила от 7 до 15 млн. лет, а в молодом бассейне и островной дуге – 5 и 2.5 млн. лет соответственно. Энциматической природе островной дуги и незаконченности процесса корообразования отвечает сравнительно небольшая мощность островодужной коры и отсутствие в ней настоящего “гранитного” слоя [67]. Глубоководный желоб Тонга–Кермадек сходен с Марианским. Субдукция также достигла предельных глубин. Она проходит в обстановке встречного (слегка косо) движения Тихоокеанской плиты и тонганских структур. Общее перемещение конвергентной границы в сторону Тихого океана в течение кайнозоя составило до 3000 км. Моменты перестройки и инициации вулканизма в тонганских островных дугах относятся к среднему миоцену и к середине плиоцена. Западнее, в Новой Зеландии и Новой Каледонии, известны и более ранние островодужные комплексы: эоцен-олигоценые и меловые. Последние были сформированы на окраине Гондваны еще до начала краевого спрединга.

И в Тонганской, и в Филиппинской системах мощное развитие спрединга определило значительное смещение конвергентной границы в сторону Тихого океана, заложение островодужных структур преимущественно на океанической коре и их большую мобильность. Активный позднекайнозойский спрединг в обеих системах сопровождается развитием субдукции как на границе с Тихим океаном на востоке, так и по границе с континентальными массивами – с западной стороны. Масштабы развития вулканизма на западе, в частности в дуге Лоялти, по видимому, были сравнительно невелики.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЗОН СУБДУКЦИИ

Сопоставление активных окраин в разных сегментах обрамления Тихого океана показывает, что их обязательными элементами являются парные структуры вулканических поднятий и глубоководных желобов, связанные с зоной субдукции, выраженной как сейсмофокальная зона. На западе и на севере океана в тылу этих структур повсеместно существуют задуговые окраинно-мор-

ские бассейны, представляющие важный элемент единой геодинамической системы активной окраины. При изучении Северо-Западного сегмента намечается ряд геологических особенностей зон субдукции.

1. Эти зоны образуются на континентальной окраине по границе с Тихим океаном и другими значительными участками океанической литосферы, субдуцируемой под более легкие элементы.

2. Они представляют собой жесткие и устойчивые структуры, четко фиксированные в пространстве.

3. Постоянное действие напряжений сжатия приводит к интенсивным внутренним деформациям и уплотнению материала в зонах субдукции.

4. Повсеместно зоны характеризуются большой длительностью развития (порядка 50 млн. лет).

5. В случае беспрепятственного развития субдукция океанической плиты происходит вплоть до подошвы верхней мантии.

6. Как в ходе эволюции зон субдукции и активных окраин, так и на площади – вдоль их простирания может происходить смена островодужных обстановок на окраинно-материковые.

7. С развитием зон субдукции и их перестройками связаны этапы формирования “гранитно-метаморфического” слоя и наращивания континента.

8. Причиной перестройки субдукции служит невозможность продолжения процесса в прежней зоне.

9. Перестройки не происходят мгновенно, а занимают длительный временной интервал, который характеризуется отсутствием системы активной окраины.

10. Перемещение зоны субдукции начинается с раскрытия задугового бассейна, за которым следует становление парных структур вулканической дуги и желоба.

11. Последовательные этапы деструкции и раскрытия окраинно-морских зон, эволюции островных дуг и корообразования представлены элементами деструктивного и конструктивного рядов (см. выше).

12. Новообразование зоны субдукции и всей системы активной окраины по границе с океаном происходит со смещением порядка 700 км от прежней зоны. На конечном этапе развития субдукции в результате общего сжатия и скучивания материала это расстояние может сократиться до 200 км.

Такие обстановки возникновения и развития зоны субдукции и связанных с ней структур характерны для случаев встречного относительного перемещения океанической и континентальной плит или их элементов. В пределах Западного сегмента обстановки развития субдукции нередко усложняются при включении в океаническую плиту непотопляемых фрагментов, океанических

или континентальных. Их коллизия с островными дугами повсеместно приводит к прекращению субдукции и общему усложнению системы, как это показано выше.

Заложение многих структур Западного сегмента на океаническом фундаменте создает случаи взаимодействия при субдукции двух океанических (или субокеанических) плит с образованием значительно более мобильной системы активной окраины. В Индонезии можно проследить изменение характера структур и тектонических обстановок в зависимости от состава фундамента даже в пределах единой системы. Так, строение системы Банда и Сунда только в западной энсалической части соответствует схеме В. Дикинсона и Д. Сили [39]. На востоке системы, в ее энсиматической части, происходит исчезновение и аккреционной призмы, и внешней дуги, и преддугового прогиба; значительно расширяется задуговой бассейн. Система приобретает сравнительно несложное строение и большую подвижность. В таких условиях при быстром развитии субдукции и некоторой миграции островодужных систем может происходить их сближение, приводящее к коллизии, как это предполагается в районе Сулавеси и Хальмахеры.

В Юго-Западном сегменте многие активные окраины также имеют энсиматическую природу благодаря предшествующему развитию мощного краевого спрединга по окраине Гондваны. Взаимодействие приблизившихся с востока плавучих океанических элементов и более плотной океанической литосферы Тасманской области краевого спрединга создает условия обратной субдукции, направленной в сторону Тихого океана.

Наиболее подвижными во всем западном обрамлении Тихого океана оказываются Филиппинская и Тонганская энсиматические системы. Они характеризуются быстрыми перестройками субдукции и спрединга, приводящими к значительной миграции конвергентной границы в сторону Тихого океана. Постоянная тенденция к развитию спрединга, масштабы наращивания океанической коры и распространение в мантии сравнительно низкоплотного ("горячего") материала позволяют в определенной мере сопоставить регион с Восточно-Тихоокеанской спрединговой зоной. На сейсмографических картах Д.Л. Андерсона и А.М. Дзевонского [1 и др.] сходство глубинной структуры восточной и западной частей Тихого океана прослеживается к северу не далее 34° с. ш. Это обстоятельство, а также сравнительно малые масштабы развития растяжений и базальтового магматизма в Северо-Западном сегменте не позволяют согласиться с мнением Е.Е. Милановского [17], сопоставляющего всю западную окраину Тихого океана в целом с Восточно-Тихоокеанским поднятием. Существенно также подчеркнуть непостоянство в проявлении растяжений в обрамлении

Тихого океана, их преимущественную приуроченность на северо-западе к эоцен-олигоцен-овому времени и корреляцию с отмеченной выше перестройкой системы субдукции.

ПРИЧИНЫ ТОРМОЖЕНИЯ СУБДУКЦИИ

Условия приостановки и прекращения субдукции всего лишь только намечены в этой статье. В самом общем виде их причины, по-видимому, могут быть связаны со следующими явлениями: 1) изменением поля напряжений и взаимного перемещения плит; 2) достижением плитой предельных глубин и максимальных внутренних деформаций; 3) коллизией дуги с низкоплотными несубдуцируемыми элементами.

В первом случае интенсивное сжатие на границе плит прекращается. В двух других сжатие сохраняется и приводит к складчатости и аккреции коры, т.е. можно думать, что аккреция происходит после остановки субдукции. В дальнейшем необходимо, конечно, конкретизировать структурные особенности такой постсубдукционной складчатости и ее отличия от субдукционных деформаций, образованных внутри самой погружающейся плиты.

Выше показано, что второй случай, вероятно, представляет наиболее общее явление. Примеры коллизии, отвечающие третьему случаю, многочисленны в Западном и Юго-Западном сегментах, характеризующихся сильной тектонической раздробленностью. Особенно значительны результаты коллизии островодужных структур с Австралийским континентом, наблюдаемые в пределах Тимора и Новой Гвинеи. Они позволяют проследить на современных структурах переход от островодужного этапа развития к орогенезу, формированию покровно-складчатого сооружения и краевого прогиба по границе с платформой.

Моменты деструкции и заложения субдукционных зон, а также торможения субдукции и складчатости определяют основную этапность событий в западном обрамлении Тихого океана. Эта тема заслуживает рассмотрения в специальной работе. Сейчас подчеркнем, что наиболее важными этапами во всем регионе были развитие позднемезозойской и кайнозойской систем активной окраины и относительно спокойный промежуток времени между ними, характеризующийся отсутствием субдукции и связанного с ней комплекса структур.

Корреляция событий в обрамлении Тихого океана выявляет для Юго-Западного сегмента наиболее раннее проявление растяжений и дробления коры – конец мела - палеоцен, затем продвижение их к северу в эоценовое время, что было отмечено в работах Е.Е. Милановского и А.М. Никишина [17 и др.]. Отсюда диахронность и явлений деструкции, и заложения островных дуг, которые последовательно распространялись

с юга в пределы Западного и Северо-Западного сегментов.

УСТОЙЧИВОСТЬ ГРАНИЦЫ КОНТИНЕНТ-ОКЕАН

Выше отмечен ряд случаев существенных горизонтальных перемещений элементов внутри активной окраины. Они происходили как при раздвигах в раскрывающихся задуговых бассейнах, так и при продольных латеральных движениях, установленных, например, для фрагмента Бангай-Сула. Вместе с тем, смещение системы активной окраины в сторону океана на большей части тихоокеанского обрамления не превышает 500 - 1000 км. Сопоставление позднепалеозойских, меловых и позднекайнозойских элементов активной окраины показывает значительное постоянство в их расположении (см. рис. 1) [14, 20]. Такая устойчивость конвергентных границ Тихого океана обеспечивается существованием жесткого и стабильного обрамления, определяемого расположением континентов Евразии и Австралии. На многих участках запада Тихого океана относительно устойчивое существование континентальной окраины можно предполагать начиная по крайней мере с позднего палеозоя.

Предварительное сравнение структурных комплексов разных сегментов и этапности их развития позволяет рассматривать ряд событий как локальные, связанные только с особенностями реологии взаимодействующих участков плит. Таковыми представляются случаи коллизии островных дуг с чужеродными фрагментами, проявленные особенно в середине миоцена. Такова же и среднемиоценовая смена полярности субдукции, произошедшая как следствие коллизии в структурах Юго-Западного сегмента. Перескоки зон спрединга и субдукции в Филиппино-морской и Тонганской системах также характеризуют относительно ограниченные, хотя и крупные, участки тихоокеанского обрамления. Их проявление в различные моменты палеогена и неогена определялось достаточной мобильностью внутриокеанических систем и легкостью их перестройки.

Исключая из рассмотрения перечисленные моменты истории, мы получаем датировку основных перестроек зон субдукции и связанных с ними структур. Становление позднемезозойской активной окраины в Китае и Индокитае, отчасти и севернее относится к позднеюрскому времени [7, 75], а в Сихотэ-Алине – к апт-альбскому [14]. Инициация этих событий следует за этапом разрушения Гондваны и оформлением “океанической брешы” в районе Индонезии. Кайнозойская перестройка активной окраины началась на юго-западе с развития краевого спрединга кампан-палеоценового времени, связанного с раздроблением южной части Гондваны и заложением Южно-Тихоокеанской спрединговой зоны. В конце

эоцена - начале олигоцена явления перестройки продвинулись далеко на север.

Глубинность области краевого спрединга и зон субдукции, значительная устойчивость границ и корреляция их перестроек с глобальными тектоническими событиями позволяют обсуждать связь развития и изменений комплекса активной окраины с существующей системой конвекции. Связь эта становится все более очевидной, независимо от характера и причин конвективных движений в мантии, которые разными исследователями оцениваются неодинаково [10, 22, 24, 27]. Поэтому представляется существенным поиск геологических критериев, характеризующих глубинную конвекцию и ее перестройки.

В связи с этим требует пристального изучения этап самого конца мела - палеогена. Палеогеновая история западного обрамления Тихого океана, по-видимому, отражает длительную реорганизацию границ плит. Но была ли это перестройка системы конвекции? Или скорее заминка и разворот перемещения плит, связанные с невозможностью продолжения субдукции в прежних зонах? Как было показано, прежняя картина перемещения крупных плит и расположения их конвергентных границ на западе Тихого океана была почти полностью восстановлена на позднекайнозойском этапе развития, т.е. постоянство проявления конвекции, вероятно, привело в конце олигоцена - начале миоцена к возобновлению процесса субдукции в близких территориально участках.

В целом на западе Тихого океана выявляется удивительная устойчивость границ, предопределявшаяся: 1) постоянством конвекции в мантии, 2) существованием на верхнем уровне жесткого и стабильного континентального обрамления. Поверхностным проявлением конвекции было постоянное взаимодействие древнего континента и молодой мобильной океанической литосферы, погружающейся в зоне субдукции.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Андерсон Д.Л., Дзевонский А.М.* Сейсмическая томография // В мире науки. 1984. № 12. С. 16 - 25.
2. *Балакина Л.М.* Ориентация напряжений в очагах землетрясений Тихоокеанского сейсмического пояса и гипотеза тектоники плит // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1979. № 5. С. 16 - 30.
3. *Берсенева И.И., Безверхний В.Л., Леликов Е.П., Терехов Е.П., Ващенко Н.Г., Горюва М.Т.* и др. Геологическое строение дна Японского моря: Препринт в трех частях. Владивосток: ТОИ ДВНЦ АН СССР, 1984. 135 с.
4. *Богданов Н.А.* Тектоника глубоководных впадин окраинных морей. М.: Наука, 1988. 222 с.
5. *Болдырев С.А.* Сейсмологические характеристики мантийных неоднородностей океанических структур: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. М.: ИФЗ АН СССР, 1985. 31 с.
6. *Болдырев С.А., Кац С.А.* Трехмерная скоростная модель верхней мантии переходной зоны от

- Тихого океана к Азиатскому континенту // Вулканология и сейсмология. 1982. № 2. С. 80 - 95.
7. *Гатинский Ю.Г.* Латеральный структурно-формационный анализ. М.: Недра, 1986. 195 с.
 8. Геологическая карта Зондских и Филиппинских островов и прилегающих территорий. Масштаб 1:2500000. М.: Мингео СССР, ГУГК, 1983. 4 листа.
 9. Геолого-геофизический атлас Курило-Камчатской островной системы. Л.: Мингео СССР, 1987. 36 листов.
 10. *Кропоткин П.Н.* Новая геодинамическая модель образования структур в земной коре // Проблемы движений и структурообразования в коре и верхней мантии. М.: Наука, 1985. С. 9 - 29.
 11. *Лобковский Л.И.* Геодинамика зон спрединга, субдукции и двухъярусная тектоника плит. М.: Наука, 1988. 252 с.
 12. Мезозойско-кайнозойские складчатые пояса. М.: Мир, 1977. Т. 1, 2. 831 с.
 13. *Меланхолина Е.Н.* Западно-Сахалинский геосинклинальный прогиб и его гомологи в Тихоокеанском поясе // Тр. ГИН АН СССР. Вып. 242. М.: Наука, 1973. 174 с.
 14. *Меланхолина Е.Н.* Тектоника Северо-Западной Пацифики: соотношение структур океана и континентальной окраины. // Тр. ГИН АН СССР. Вып. 434. М.: Наука, 1988. 216 с.
 15. *Меланхолина Е.Н., Ковылин В.М.* Тектоническое строение Японского моря // Геотектоника. 1976. № 4. С. 72 - 87.
 16. *Меланхолина Е.Н., Молчанова Т.В.* Тектоническая система позднемеозойской континентальной окраины востока Азии // Геотектоника. 1977. № 4. С. 104 - 123.
 17. *Милановский Е.Е., Никишин А.М.* Западно-Тихоокеанский рифтовый пояс // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1988. № 4. С. 3 - 16.
 18. Очерки тектонического развития Камчатки. М.: Наука, 1978. 248 с.
 19. Петрология и геохимия островных дуг и окраинных морей. М.: Наука, 1987. 336 с.
 20. *Пуцаровский Ю.М.* Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли // Тр. ГИН АН СССР. Вып. 234. М.: Наука, 1972. 220 с.
 21. *Пуцаровский Ю.М., Меланхолина Е.Н.* Тектоническое развитие Земли. Тихий океан и его обрамление. М.: Наука, 1992. В печати.
 22. *Пуцаровский Ю.М., Новиков В.Л., Савельев А.А., Фадеев В.Е.* Гетерогенность мантии и конвекция // Геотектоника. 1989. № 5. С. 3 - 12.
 23. *Тараканов Р.З.* О возможной роли сейсмофокальных зон в формировании и развитии структур островной дуги // Строение сейсмофокальных зон. М.: Наука, 1987. С. 11 - 29.
 24. *Теркотт Д., Шуберт Дж.* Геодинамика: Геологические приложения физики сплошных сред. М.: Мир, 1985. 730 с.
 25. *Тулина Ю.В.* Особенности волновых полей и глубинного строения земной коры разных типов и участков их сочленения на примере Дальневосточной переходной зоны // Внутренняя структура земной коры. Методика анализа и интерпретация сейсмических волновых полей. М.: Наука, 1976. С. 5 - 73.
 26. *Ушаков С.Л., Галушкин Ю.И.* Литосфера Земли (по геофизическим данным). Ч. II. Континентальная литосфера (островные дуги и планетарные пояса сжатия литосферы) // Итоги науки и техники. Сер. Физика Земли. Т. 4. М.: ВИНТИ, 1979. 223 с.
 27. *Хаин В.Е.* Расслоенность Земли и многоярусная конвекция как основа подлинно глобальной геодинамической модели // Докл. АН СССР. 1989. Т. 308. № 6. С. 1437 - 1440.
 28. *Хэйс Д.* Окраинные моря Юго-Восточной Азии: их геофизические характеристики и структура // История и происхождение окраинных и внутренних морей. МГК. 27-я сес. Симп. S. 06.2.3. Доклады. Т. 6. Ч. II. М.: Наука, 1984. С. 30 - 44.
 29. *Шараськин А.Я.* Тектоника и магматизм окраинных морей в связи с проблемами эволюции коры и мантии: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. М.: ГИН АН СССР, 1989. 43 с.
 30. *Audley-Charles M.G.* Rates of Neogene and Quaternary tectonic movements in the southern Banda Arc based on micropaleontology // J. Geol. Soc. London. 1986. V. 143. Pt. 1. P. 161 - 175.
 31. *Audley-Charles M.G.* Evolution of the southern margin of Tethys (North Australian region) from early Permian to Late Cretaceous // Gondwana and Tethys. Oxford: Oxford Univ. Press, 1988. P. 79 - 100.
 32. *Audley-Charles M.G., Carter D.J., Barber A.J., Norvick M.S., Tjokrosapoetro S.* Reinterpretation of the geology of Seram: implications for the Banda Arcs and northern Australia // J. Geol. Soc. London. 1979. V. 136. Pt. 5. P. 547 - 568.
 33. *Bowin C., Purdy G.M., Johnston C., Shor G., Lawver L., Hartono H.M.S., Jezek P.* Arc-continent collision in Banda Sea region // Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull. 1980. V. 64. № 6. P. 868 - 915.
 34. *Cardwell R., Isacks B.L.* Geometry of the subducted lithosphere beneath the Banda Sea in eastern Indonesia from seismicity and fault plane solutions // J. Geophys. Res. 1978. V. 83. P. 2825 - 2838.
 35. *Carney J.N., Macfarlane A.* Geological evidence bearing on the Miocene to Recent structural evolution of the New Hebrides Arc // Tectonophysics. 1982. V. 87. № 1-4. 124. P. 147 - 175.
 36. *Cooper P., Taylor B.* Seismicity and focal mechanism at the New Britain Trench related to deformation of the lithosphere // Tectonophysics. 1989. V. 164. № 1. P. 25 - 40.
 37. *Daly V.C., Cooper M.A., Wilson I., Smith D.G., Hooper B.G.D.* Cenozoic plate tectonics and basin evolution in Indonesia // Mar. Petrol. Geol. 1991. V. 8. № 1. P. 2 - 21.
 38. *Davies M.L., Smith I.* Geology of eastern Papua // Bull. Geol. Soc. America. 1971. V. 82. № 12. P. 3299 - 3312.
 39. *Dickinson W.R., Seely D.R.* Structure and stratigraphy of forearc regions // Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull. 1979. V. 63. № 1. P. 2 - 31.
 40. *Dow D.B., Sukanto R.* Western Irian Jaya: End-product of oblique plate convergence in the Late Tertiary // Tectonophysics. 1984. V. 106. № 1/2. P. 109 - 139.
 41. *Ernst W.G., Jahn B.M.* Crustal accretion and metamorphism in Taiwan, a post-Palaeozoic mobile belt // Phys. Trans. Roy. Soc. London. 1987. V. A-321. P. 129 - 161.
 42. *Ewart A., Brothers R.N., Mateen A.* An outline of the geology and geochemistry and possible petrogenetic evolution of the volcanic rocks of the Tonga - Kermadec -

- New Zealand island arc // *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 1977. V. 2. № 3. P. 205 - 250.
43. Geological map of Japan. Scale 1 : 1 000 000. Kawasaki: Geol. Surv. of Japan, 1978.
 44. *Geologie des Marges Continentales // 26 Congr. Geol. Intern. Paris. 1980. Colloque C 3. Oceanologia Acta. Suppl. au. 1981. V. 4. 294 p.*
 45. *Hall R. Plate boundary evolution in the Halmahera region, Indonesia // Tectonophysics. 1987. V. 144. № 4. P. 337 - 352.*
 46. *Hamilton W. Tectonics of the Indonesian region // U.S. Geol. Surv. Prof. Paper. 1979. № 1078. 345 p.*
 47. *Hayes D.E., Lewis S.D. A geophysical study of the Manila Trench, Luzon, Philippines. 1. Crustal structure, gravity and regional tectonic evolution // J. Geophys. Res. 1984. V. 89. № B11. P. 9171 - 9195.*
 48. *Ho C.S. A synthesis of the geological evolution of Taiwan // Tectonophysics. 1986. V. 125. № 1 - 3. P. 1 - 16.*
 49. *Holloway N.H. North Palawan block, Philippines – its relation to Asian mainland and role in evolution of South China Sea // Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull. 1982. V. 66. № 9. P. 1355 - 1383.*
 50. *Houtz R., Windisch C., Murauchi S. Changes in the crust and upper mantle near the Japan – Bonin Trench // J. Geophys. Res. 1980. V. 85. № B1. P. 267 - 274.*
 51. Initial reports of the Deep Sea Drilling Project. V. LVI, LVII. Pt. I. Wash.: D.C., 1980. 629 p.
 52. *Mc Cabe R. Implication of paleomagnetic data on the collision related bending of Island Arcs // Tectonics. 1984. V. 3. № 4. P. 409 - 428.*
 53. *Miyashiro A. Volcanic rock series in island arcs and active continental margins // Amer. J. Sci. 1974. V. 274. P. 321 - 355.*
 54. *Origins of marginal basins // Nature. 1989. V. 338. № 6214. P. 380 - 381.*
 55. *Palaeomagnetic research in Southeast and East Asia // Proc. of A Workshop, Kuala Lumpur, Malaysia. March 1982. CCOP. TP 13. 1982. 229 p.*
 56. *Parson L.M., Pearce J.A., Murton B.J., Hodkinson R.A., RRS Charles Darwin Scientific Party. Role of ridge jumps and ridge propagation in the tectonic evolution of the Lau back-arc basin, southwest Pacific // Geology. 1990. V. 18. № 5. P. 470 - 473.*
 57. *Pascal G., Isacks B.L., Barazangi M., Dubois J. Precise relocations of earthquakes and seismotectonics of the New Hebrides island arc // J. Geophys. Res. 1978. V. 83. № B10. P. 4957 - 4973.*
 58. *Phanerozoic Earth History of Australia Oxford: Clarendon Press, 1986. 480 p.*
 59. *Pigram C.J., Surono Supandjono J.B. Origin of the Sula Platform, eastern Indonesia // Geology. 1985. V. 13. № 4. P. 246 - 248.*
 60. *Plate tectonic map of the Circum-Pacific Region. Scale 1 : 20000000. AAPG. Tulsa, Oklahoma, USA, 1982. Pacific Basin sheet.*
 61. *Price N.J., Audley-Charles M.G. Tectonic collision processes after plate rupture // Tectonophysics. 1987. V. 140. № 2 - 4. P. 121 - 129.*
 62. *Price N.J., Price G.D., Price S.L. Gravity glide and plate tectonics // Gondwana and Tethys. Oxford Univ. Press, 1988. P. 5 - 21.*
 63. *Rangin C., Stephan J.F., Miller C. Middle Oligocene oceanic crust of South China Sea jammed into Mindoro collision zone (Philippines) // Geology. 1985. V. 13. № 6. P. 425 - 428.*
 64. *Ringwood A.T., Irifune T. Nature of the 650-km seismic discontinuity: implications for mantle dynamics and differentiation // Nature. 1988. V. 331. № 6152. P. 131 - 136.*
 65. *Sacks J.S., Okada H. A comparison of the anelasticity structure beneath western South America and Japan // Phys. Earth Planet. Inter. 1974. V. 9. P. 211 - 219.*
 66. *Scholl D.W., Vallier T.L., Packham G.H. Framework geology and resource potential of southern Tonga platform and adjacent terranes – A synthesis // Geology and offshore resources of Pacific island arcs – Tonga region. Circum-Pacific Council for Energy a. Min. Res. Earth Sci. Ser. Texas: Houston, 1985. V. 2. P. 457 - 488.*
 67. *Shor G.G., Jr., Kirk H.K., Menard H.W. Crustal structure of the Melanesian area // J. Geophys. Res. 1971. V. 76. № 11. P. 2562 - 2586.*
 68. *Silver E.A., Mc Caffrey R., Smith R.B. Collision, rotation and initiation of subduction in the evolution of Sulawesi, Indonesia // J. Geophys. Res. 1983. V. 88. № B11. P. 9407 - 9418.*
 69. *Tamaki K. Geological structure of the Japan Sea and its tectonic implications // Bull. Geol. Surv. Jap. 1988. V. 39. № 5. P. 269 - 365.*
 70. *Taylor B., Hayes D.E. The origin and history of the South China Basin // Geophys. Monogr. ser. Washington: D.C., 1983. V. 27. P. 23 - 56.*
 71. *Tectonostratigraphic terranes of the Circum-Pacific region // Circ. Pac. Council. Energy Min. Res. Earth Sci. Ser. 1985. № 1. 581 p.*
 72. *The Pacific Ocean. The ocean basins and margins // V. 7B. N.Y.: Plenum Press, 1988. 642 p.*
 73. *United Nations ESCAP, CCOP. Tech. Publ. 1980. № 7. 258 p.*
 74. *Uyeda S. Subduction zones: an introduction to comparative subductology // Tectonophysics. 1982. V. 81. № 3, 4. P. 133 - 159.*
 75. *Zheng X. Meso-Cenozoic volcanic rocks in East China and adjacent areas with relation to plate tectonics // Tectonophysics. 1985. V. 112. № 1 - 4. P. 533 - 550.*

Tectonic Settings of Active Margins of the Western Pacific

Ye. N. Melankholina

Specific patterns of the structure of the Northwestern, Western and Southwestern segments of the Pacific margin are examined. In the northwest, subduction zones and the associated destructive and constructive series of elements are shown to have a number of geological peculiarities. In the west and southwest, the active margin's system has become both more complicated as a result of collision with alien fragments and more mobile in ensimatic areas. The causes of subduction hindering and active margin rebuilding are discussed and the features of Paleogene rebuilding in particular. A whole considerable stability of the continent-ocean boundary is found. The stability is predetermined by mantle convection constancy and existence of rigid and stable continental framing at the upper level.

УДК 551.248.1(477.9).

ПАЛИНСПАСТИЧЕСКАЯ РЕКОНСТРУКЦИЯ ПОЛОЖЕНИЯ ГОРНОГО КРЫМА В СРЕДНЕЙ ЮРЕ - РАННЕМ МЕЛУ НА ОСНОВЕ ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ДАННЫХ

© 1993 г. Д. М. Печерский, В. А. Сафонов

Институт физики Земли РАН, Москва

Поступила в редакцию 05.09.91 г.

Выполнено палеомагнитное изучение верхнеюрских осадочных пород (10 объектов, 131 образец) и галек из верхнеюрских конгломератов (3 объекта, 118 образцов) Горного Крыма. В результате сочетания ступенчатой термочистки и метода пересечения кругов перемагничивания, тестов галек, складки и обращения выделены по крайней мере две древних компоненты естественной остаточной намагниченности. Их направления различаются в западной и восточной частях Горного Крыма: 1) близкая первичной доскладчатая позднеюрская компонента со средним склонением соответственно 353 (запад) и 318° (восток), наклоном 45 (запад) и 43° (восток); 2) синскладчатая компонента, охватывающая время деформаций осадочных пород поздней юры – ранний мел, со средним склонением соответственно 357 (запад) и 340° (восток), наклоном 60 (запад) и 51° (восток). На основании этих, а также ранее полученных авторами палеомагнитных данных по среднеюрским образованиям сделаны следующие выводы. Островная дуга Горного Крыма находилась в средней юре на широте 26°, ее палеопростиране было около 300°; в средней юре - начале поздней юры она испытала вращение по часовой стрелке на 156°. В раннем мелу восточный блок Горного Крыма повернулся против часовой стрелки на 25°, а западный – менее чем на 10°, почти не меняя своего широтного положения. В дальнейшем блок Горного Крыма двигался к северу вместе с Восточно-Европейской платформой и Скифской плитой. Вращение блоков Горного Крыма связывается с общей эволюцией Альпийского пояса, закрытием океана Тетис, взаимодействием с соседними Родопским и Малокавказским блоками, присоединением к краю Восточно-Европейской платформы.

ВВЕДЕНИЕ

Горный Крым, являясь частью Альпийско-Гималайского складчатого пояса, в процессе своего геологического развития был, как и другие участки этого пояса, вовлечен в движения, вызванные сближением суперконтинентов Гондваны и Евразии и закрытием океана Тетис. Перемещение блоков земной коры внутри нынешнего Альпийского пояса достигало первых тысяч километров, а их вращения нередко превышали 80° [5, 12, 13]. В тех же публикациях Горный Крым изображается в неизменном по отношению к Восточно-Европейской платформе и Скифской плите положении, хотя приводятся многочисленные свидетельства геологической оторванности Горного Крыма в ранней - средней юре от сопредельных складчатых сооружений [5, 7]. По сейсморазведочным данным отсутствуют мезозойские структуры земной коры, соединявшие Горный Крым с Кавказом и Добруджей [9, 10, 11]. Объяснение существования ряда геологических образований в Горном Крыму также требует предположений о значительных перемещениях Горного Крыма по отношению к окружающим его блокам земной коры, равно как и отдельных его частей друг относительно друга. Так, например, не ясен источник поступления обломочного материала таврической серии, «экзотических»

глыб пермских и каменноугольных известняков среди триасово-юрских пород, гальки палеозойских и протерозойских пород в юрских конгломератах [3 - 6].

Среднеюрские вулканы Горного Крыма петрохимически являются представителями островодужной ассоциации [5, 6], что подтверждается и специфическим составом титаномагнетитов в них [8]. Верхнеюрская толща в районе городов Балаклава и Феодосия согласно залегает на среднеюрских породах, на большей же части территории Западного Крыма перекрывает их с азимутальным и угловым несогласием и начинается мощной пачкой базальных конгломератов, содержащих кальки нижнемезозойских, палеозойских и докембрийских пород [5, 6]. Отмеченные особенности в сочетании с данными о фациальной неоднородности отложений в западном и восточном Крыму однозначно говорят о различии динамических условий развития разных частей Крыма в поздней юре - раннем мелу. Лишь меловые отложения Горного Крыма формируют относительно единую структуру – моноклинал, породы которой согласно налегают на верхнеюрские известняки, конгломераты и флишоидные отложения, образовавшиеся в более или менее однотипных условиях мезозойско-кайнозойского шельфа юга Евразии.

Для уточнения тектонической и палеогеографической обстановки и истории развития Горного Крыма, а главное, для количественной оценки его палеоширотного положения и вращений в 1985 - 1989 гг. сотрудниками Института физики Земли АН СССР и Института минеральных ресурсов Мингео УССР велись палеомагнитные исследования мезозойских пород. В отборе и полевых измерениях образцов принимали участие А.Н. Диденко, В.Э. Павлов, в подборе объектов – С.В. Пивоваров. Авторы благодарят коллег за помощь. Данные палеомагнитного и петромагнитного изучения среднеюрских магматических и обожженных ими пород опубликованы ранее [8]. В ходе терм. чистки образцов в результате применения тес ов обжига, галек, складки, обращения, метода пересечения кругов перемагничивания надежно выделены близкие первичным до складчатые палеомагнитные направления [8]. Из

их анализа следует, что среднеюрские вулканы входили в состав островной дуги запад-северо-западного простирания на широте примерно 25°, которая в свою очередь являлась частью единой системы дуг, включавшей, в частности, Малокавказскую дугу [1, 2, 13]. В течение среднеюрской вулканической активности в западной части Горного Крыма (район мыса Фиолент) блок, включавший островную дугу, повернулся по часовой стрелке на 100 - 150°. В вулканитах этого района выделяются три различных палеомагнитных направления, отражающие стадии вулканизма во время вращения ($D_1 = 125$, $D_2 = 54$ и $D_3 = 352^\circ$) при незначительно возрастающих наклонениях от 44 до 51° [8]. На фоне общего поворота Горного Крыма отмечены локальные развороты – до 50° – составляющих его мелких блоков. В раннем мелу Горный Крым находился уже в повернутом положении: меловое палеомагнитное склонение близко к современному.

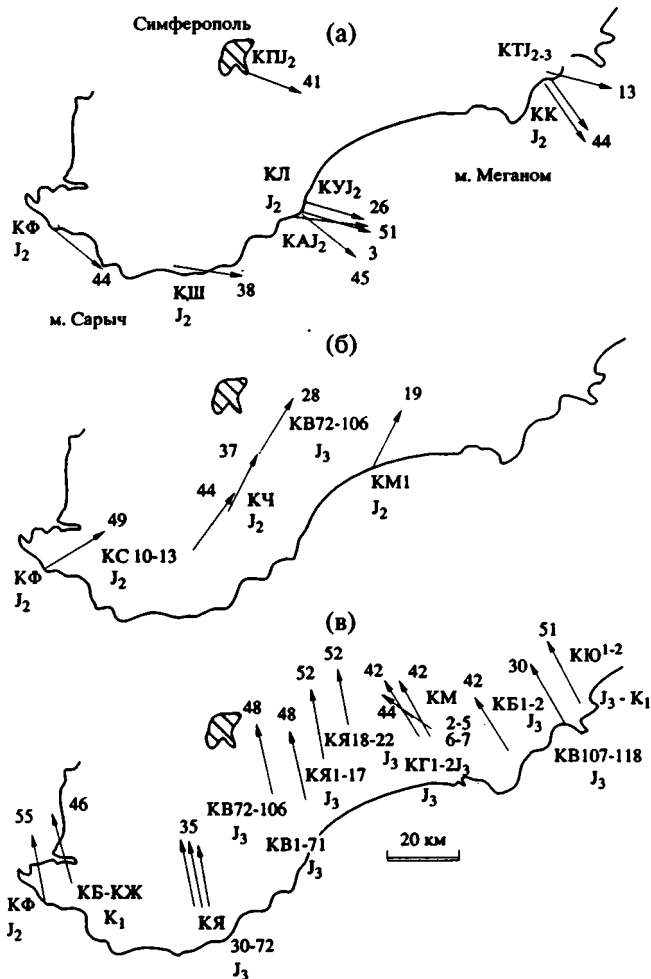


Рис. 1. Схемы расположения мест отбора ориентированных образцов и палеомагнитных направлений на территории Горного Крыма: а, б – среднеюрские, в – верхнеюрско-нижнемеловые объекты и палеомагнитные данные. Стрелки – палеомагнитные склонения, цифры возле стрелок – наклонения.

С целью выяснения времени главного поворота и некоторых локальных вращений в пределах Горного Крыма проведено более детальное палеомагнитное изучение средневерхнеюрских пород. Для учета возможных относительных смещений отдельных блоков точки отбора были распределены по всем крупным структурам – Восточно-Крымскому, Юго-Западному и Судакскому синклинориям, Качинскому, Южнобережному и Туакскому поднятиям. Настоящая статья посвящена результатам этих исследований и методам их получения.

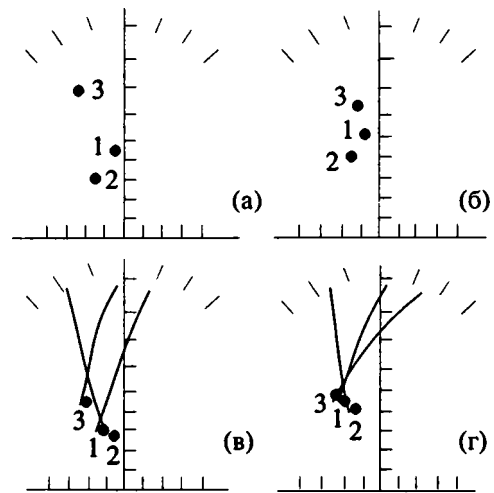


Рис. 2. Палеомагнитные направления (1 – КЯ 30 - 41, 2 – КЯ 42 - 61, 3 – КЯ 62 - 74) в современной (а) и древней (б) системе координат; полученные по пересечению индивидуальных кругов перемагничивания, и круги перемагничивания, построенные по средним (групповым) направлениям для каждого температурного интервала (в – современная, г – древняя система координат).

Таблица 1. Результаты палеомагнитных измерений по объектам

Объект	Место отбора		Возраст пород	Залегание		Число		D_c	I_c	K_c	α_{95} α_{cp}	D_a	I_a	K_a	α_{95} α_{cp}	Способ	I_n^a
	широта	долгота		азимут	угол	N	R										
КЮ	45°02'	35°22'	$I_3 - K_1 b_1$	0 - 25	38 - 56	10	0	317	70	58.2	5.8	356	29	51.6	6.2	$T = 300^\circ$	син
						9	0	299	52	-	-	333	25	13.9	7.7	$T + C$	
КЯ 1 - 17(I)	44°54'	34°29'	$I_3 t_{1-2}$	310 - 330	45 - 60	9	0	51	66	70.2	5.6	349	36	53.0	6.4	400°	син
						6*	57*	70.1*	5.6*	$T + C$							
КЯ 18 - 22(II)	44°58'	34°34'		0, 180 - 200, 165 - 180	40, 20 - 50, 4	7	0	359	61	48.7	7.6	355	66	59.5	6.9	300°	син
						357*	63*	84.8*	5.7*	$T + C$							
I + II						20	0	30	64	-	-	355	46	7.9	11.1	$T + K_n$	дос
						25	238	-71	-	173	-58	5.6	11.8	$T + K_n$			
КЯ 30 - 41(I)	44°31'	34°08'	$I_3 t_{1-2}$	320 - 350	10 - 26	7	0	356	51	41.2	8.2	351	36	41.7	8.2	$T + K_n + O_6$ 350°	
						10	0	359	55	-	5.9	354	37	-	4.2	$T + K_n$	
КЯ 42 - 61(II)	»	»	$I_3 O_2 - km_1$	305 - 355	10 - 21	12	0	354	38	5.6	17.1	352	29	5.5	17.3	300°	
						15	0	344	56	-	9.7	345	45	-	12.4	$T + K_n$	
КЯ 62 - 74(III)	»	»		30 - 180, 260 - 330	5 - 35	0	10	170	-33	14.5	11.6	171	-33	14.0	11.9	350°	
						0	11	170	-20	-	5.6	176	-24	-	15.9	$T + K_n$	
I + II + III			$I_3 O_{1-2} - km_1$			2	1	354	41	22.7	20.8	353	34	3118	1.4	$T + K_r + O_6$	дос
						3	0	348	41	17.6	19.2	349	35	49.2	11.5	$T + K_n$	
КВ 1 - 50(I)	44°47'	34°27'	$I_3 O_2 - km_1$	275	25	0	10	112	-58	4.0	22.1	104	-35	4.0	22.1	450°	
1-А						0	5	37	-59	17.8	14.9	61	-42	17.8	14.9	»	
1-В						0	5	147	-31	26.9	12.1	140	-14	26.9	12.1	»	
КВ 51 - 7(II)	»	»	$I_3 k_3 - O_1$	280	45	0	11	358	-72	4.4	20.2	77	-47	4.4	20.2	500°	
II-А						0	8	5	-53	9.8	15.8	55	-39	9.8	15.8	»	
II-В						0	5	198	-55	121.2	7.3	149	-37	121.2	7.3	»	

Таблица 1 (окончание)

Объект	Место отбора		Возраст пород	Залегание		Число		D_c	I_c	K_c	α_{95} $\alpha_{ср}$	D_a	I_a	K_a	α_{95} $\alpha_{ср}$	Способ	Γ_n^a
	широта	долгота		азимут	угол	N	R										
КВ 72 - 106(III)	44°50'	34°16'	I_3O_2 - км ₁	20	20	0	22	90	-43	2.0	21.1	109	-48	2.0	21.2	»	
III-A						0	4	61	-47	37.5	11.4	82	-60	37.5	11.4	400°	
III-B						0	6	168	-50	134.1	7.0	177	-33	134.1	7.0	»	
III-C						9	0	58	33	6.6	18.2	51	16	6.6	18.2	»	
КВ 1. - 106, сумма						14	0	65	41	6.8	14.3	53	42	6.2	15.0	»	пос + син
I + II + III						0	3	88	-68	13.3	22.1	103	-49	15.4	20.6	400 - 500°	
A, сумма						0	3	45	-53	19.9	18.1	68	-43	17.2	19.5	400 - 500°	син
												58*	-48*	32.2*	14.2	T + C	син
B, сумма						0	3	173	-46	17.1	19.6	159	-30	29.6	14.9		
												165*	-39*	31.2*	14.5*	T + C	син
I + II + III + III-C						1	3	300	61	42.5	10.7	353	48	112.4	6.6	T + K _н + C + + Об	дос
A + B + C, сумма						1	6	43	49	43.2	10.7	30	28	36.1	11.7	T + C	пос + син
A + B + C, сумма						1	6	?	?			28	26	11.7	13.7	T + K _н + C + + Об	дос + син
КВ 107 - 118	44°58'	35°15'	I_3tt_{1-2}	10 - 15	0 - 10	0	8	151	-37	12.1	14.3	156	-30	12.1	14.3	500°	син?
КМ 2 - 5	44°55'	34°51'	I_3tt_{1-2}	335 - 345	16 - 28	13	0	329	71	3.0	22.4	338	45	2.8	23.2	300°	
						8	0	324	61	12.0	14.3	328	40	12.1	14.2	20	
						18	0	279	62	-	-	309	44	-	4.7	T + K _н	дос
КМ 6 - 7 + КБ-1 + + КГ-1	»	»	I_3O_2 - км ₁	320 - 340, 81 - 124	21 - 68, 28 - 30	11	0	320	52	-	5.6	323	36	-	8.1	T + K _н	
						0	8	154	31	-	-	154	-47	-	18.0	T + K _н	
						11	8	325	57	-	-	327	42	-	3.9	T + K _н + Об	дос

Примечание. N и R – число образцов или групп образцов прямой и обратной магнитной полярности соответственно; D , I – склонение и наклонение стабильной компоненты естественной остаточной намагниченности: c – в современной, a – в древней системе координат (полное введение поправки за залегание горюд), звездочкой отмечены данные "промежуточного" введения поправки за залегание пород; K – параметр кучности (статистика Фишера), α – угол доверия (α_{95} в случае применения статистики Фишера, $\alpha_{ср}$ в случае применения статистики Бингхама в методе Холлса пересечения кругов перемангничивания). Способ – способ выделения стабильной компоненты естественной остаточной намагниченности: T – термоочистка (указана температура чистки), H – чистка – указывается величина переменного поля чистки в мТ; $T + K$ – метод пересечения кругов перемангничивания в ходе термоочистки (K_n – индивидуальные круги, K_2 – групповые круги, см. текст); C – тест складки, $Об$ – тест обращения; Γ_n^a – природа (время приобретения) древней стабильной компоненты естественной остаточной намагниченности: пос – послескладчатая, син – синскладчатая, дос – доскладчатая.

**КРАТКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ
ХАРАКТЕРИСТИКА ОБЪЕКТОВ**

К наиболее древним из изученных пород относятся нижнесреднеюрские J_{1t_2} - J_2b_1 серые и зеленовато-серые сланцевые глины, алевролиты и песчаники из бешуйской свиты [6, 11], отобранные в верховьях р. Чуин-Елга в Бахчисарайском р-не (рис. 1, КЧ). Средне- и мелкозернистые серые и желто-серые среднеюрские песчаники (J_2b_2 - bt_2) опробованы в верховьях р. Бельбек в южной части Качинского поднятия (см. рис. 1, КС 10 - 13) и вблизи поселка Морское, в центральной части Туакского антиклинория (КМ 1). На южном склоне горы Демерджи и на северном плато горы Чатыр-Даг (КВ 1 - 71 и КВ 72 - 106) отобраны гальки различных пород из верхнеюрских базальных конгломератов (J_3k_3 - km_1) байраклинской свиты [6, 11] для применения теста галаек.

Фациально-литологический состав верхнеюрских отложений (J_3O_2 - km) различен в западном и восточном Крыму. На южном склоне Ай-Петринской яйлы изучена яйлинская свита (КЯ - 45 - 72) [4, 11], сложенная в верхней части слоистыми глинистыми и песчанистыми известняками, мергелями. В районе сел Громовка (КГ 1) и Междуречье (КМ 6 - 7) и к северу от с. Богатовка (КБ 1) - южная часть Восточно-Крымского и центральная часть Судакского синклиория - отобраны глины, алевролиты, песчаники и известняки манджильской свиты [11]. Титонский ярус J_3k_3 - km_1 сложен трансгрессивным комплексом. На горе Бедене-Кыр (КЯ 30 - 45, Ай-

Петринская яйла), в южной и восточной частях Караби-яйлы (КЯ 1 - 17, КЯ 18 - 22) отобраны образцы пелитоморфных известняков, мергелей, известковистых песчаников ялтинской свиты [11]. В районе сел Громовка (КГ 2) и Междуречье (КМ 2 - 5) титонские отложения представлены флишеподобно переслаивающимися глинами, известняками, песчаниками и конгломератами хуторанской свиты [11]. Отобраны главным образом среднезернистые песчаники и глины. Аналогичные породы отобраны в районе села Богатовка (КБ 2, Судакская синклиналь). Более молодые песчаники, глины, известняки верхнего титона - нижнего берриаса двукорной свиты опробованы в восточной части Восточно-Крымского синклиория (КЮ 1 - 2).

Таким образом, палеомагнитным изучением был охвачен весь временной и литологический спектр юрско-нижнемеловых осадочных пород Горного Крыма.

**МЕТОДИКА ПАЛЕОМАГНИТНЫХ РАБОТ
И КРАТКОЕ ОПИСАНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ**

Отбор образцов производился из относительно более магнитных осадочных прослоев, для че-

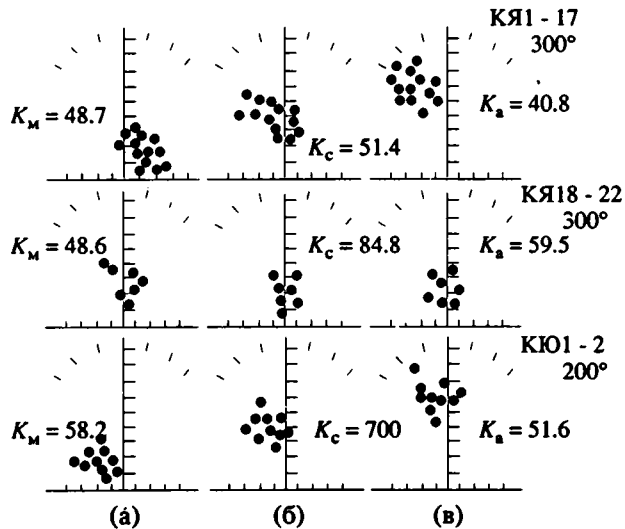


Рис. 3. Примеры распределений индивидуальных векторов естественной остаточной намагниченности после Т-чистки до 300° С. а - современная система координат; б - "промежуточное" введение поправки за наклон пород (половины угла падения); в - древняя система координат (введение полной поправки за наклон пород). K_m , K_c и K_n - соответствующие величины кучности. Залитые кружки - нижняя полусфера (прямая полярность).

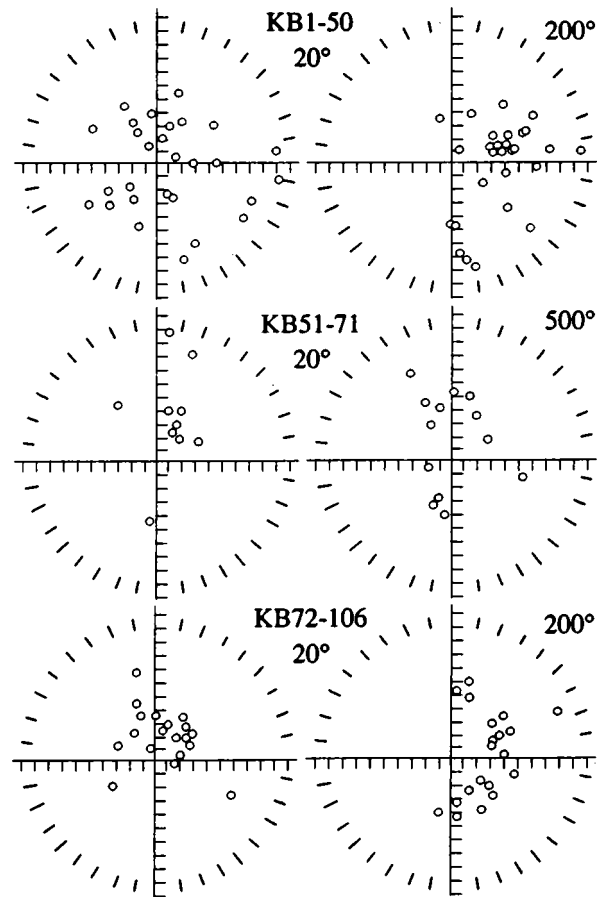


Рис. 4. Результаты термочистки галаек из верхнеюрских конгломератов. Полые кружки - верхняя полусфера (обратная полярность).

Таблица 2. Средние палеомагнитные направления

Возраст пород		Объект	<i>N</i>	<i>D</i>	<i>I</i>	<i>K</i>	α_{95}	φ_a
$J_2b_2 - bt_2$	пер	КП*	1	101	46	16.1	8.5	
»	пер	КФ 1 + у	1	125	44	15.4	6.2	
»	J_2	З. Крым	2	113	46	45.4		26
»	пер	К. Крым (КК)	1	144	44	—	4.4	26
J_2	J_2	Евразия	—	36	62	—	—	42
$J_2 - 3(?)$	пер	КФ IV*	1	54	49	24.6	3.2	
»	дос	КС 10 - 13*	1	33	43	16.1	6.6	
»	$J_2 - 3$	З. Крым	2	43	46	53.3		27
$J_2 - 3$	$J_2 - 3$	Евразия	—	25	58	—	—	40
»	пер	КФ П + Ш + У*	3	352	51	34.8	4.7	
$J_3k_3 - km_1$	дос	КВ 1 - 106	3	353	48	112.4	6.6	
$J_3O_2 - tt_{1-2}$	дос(пер?)	КЯ 30 - 74	3	349	35	3117	1.4	
J_3tt_{1-2}	дос(пер?)	КЯ 1 - 22	2	354	52	6.8	8.0	
J_3	J_3	З. Крым	11	352	47	102.8		28
J_3tt_{1-2}	дос	КМ 2 - 5	1	309	44	49.0	4.7	
$J_3O_2 - km_1$	дос(пер?)	КМ 6 - 7 + КБ 1 + КГ 1	3	327	42	69.8	3.9	
J_3	J_3	В. Крым	4	318	43	74.5		26
J_3	J_3	Евразия	—	22	54	—	—	35
J_3tt_{1-2}	син(K_1)	КЯ 1 - 17	1	6	57	70.1	5.6	
»	син(K_1)	КЯ 18 - 22	1	357	63	84.8	5.7	
K_{1al}	дос(пер?)	КБ + КЖ*	2	350	46	24.3	7.3	
$K_1?$	$K_1?$	З. Крым	4	357	68.2			36?
$J_3tt_2 - K_1b_1$	син(K_1)	КЮ	1	344	51	20.0	5.3	
J_3tt_{1-2}	син(K_1)	КВ 107 - 118	1	331	37?	12.1	14.3	
	$K_1?$	В. Крым	2	337	44	46.7		26
K_1	K_1	Евразия	—	16	50	—	—	31
$J_2 - 3$	пос(K_{1-2})	КС + КЧ + КМ + КЯ + КВ	5	32	56	1161	0.5	37
K_2	K_2	Евразия	—	18	55	—	—	36

Примечание. Пер — первичная компонента естественной остаточной намагниченности; *N* — число объектов; Евразия — континент, по палеомагнитному полюсу которого вычислены склонение, наклонение и палеоширота Горного Крыма при сохранении его нынешнего относительного положения на краю Евразии; φ_a — палеоширота. Остальные обозначения см. в табл. 1.

го непосредственно на обнажении приборами ИМВ-2 и КТ-5 измерялась магнитная восприимчивость. В начальной стадии работ отбирались все литологические разновидности, впоследствии предпочтение отдавалось пелитоморфным известнякам и мелкосреднезернистым песчаникам. С целью исключения влияния палеогеографических вариаций, локальных вторичных изменений и других “шумов” в каждом разрезе отбиралось не менее 15 - 20 ориентированных штуфов с охватом мощности во многие десятки и сотни метров. Непосредственно в поле штуфы распиливались на кубики, проводились предварительные измерения естественной остаточной намагниченности и термочистка. В дальнейшем последняя детализировалась и уточнялась в лаборатории в Москве. Измеренные

значения естественной остаточной намагниченности и восприимчивости обычны для слабомагнитных осадочных пород, поэтому окончательные измерения велись на магнитометре JR-4. Ступенчатая термочистка с шагом 50 - 100°C осуществлялась в печи, помещенной в пятислойный пермаллоевый экран, обеспечивающий ослабление внешнего магнитного поля в 3 - 10 тыс. раз, чистка начиналась с 200°C и продолжалась до тех пор, пока чувствительность магнитометра позволяла измерять остаточную намагниченность; обычно она завершалась около 600°C.

Основные способы обработки первичных данных: осреднение (статистика Фишера) и построение кругов перемагничивания в ходе *T*-чистки. Круги перемагничивания строились в двух вари-

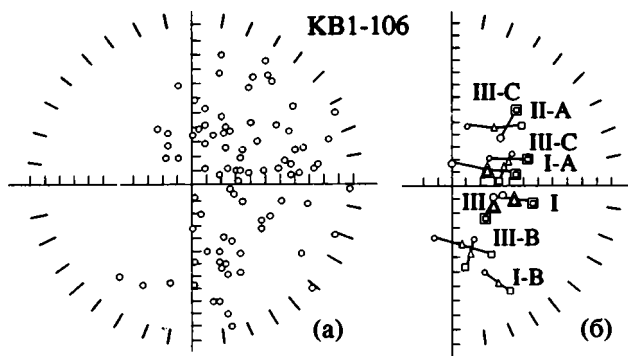


Рис. 5. Распределение единичных векторов стабильной части естественной остаточной намагниченности после T -чистки в древней системе координат (а) и их средних значений (б) по трем группам – А, В, С – в современной (кружок), промежуточной (треугольник) и древней (квадрат) системе координат. Значения одной группы соединены линией.

антах: а) по индивидуальным образцам и б) по группам образцов. Обработка тех и других велась методом Холлса (статистика Бингхама). Так, например, на объектах КЯ 30 - 41, 42 - 61, 62 - 72, расположенных на расстоянии 3 - 5 км друг от друга, полученные в процессе чисток средние палеомагнитные направления в современной и древней системе координат существенно отличаются от направления современного геомагнитного поля, но тест складки и метод пересечения индивидуальных кругов перемагничивания положительных результатов не дали: кучности распределений в современной и древней системе координат различаются незначительно, и говорить о выделении доскладчатой компоненты нельзя (табл. 1). В то же время групповые круги перемагничивания имеют более кучное пересечение в древней системе координат (рис. 2б, 2г). Распределение средних точек пересечения индивидуальных кругов в древней системе координат значимо кучнее, чем в современной (рис. 2а, 2в), но кучность меньше, чем в случае групповых кругов. В сумме с положительным применением метода обращения это однозначно говорит о доскладчатом происхождении выделяемой таким образом компоненты естественной остаточной намагниченности. Следовательно, большой случайный разброс направлений остаточной намагниченности индивидуальных образцов в средних склонении и наклонении существенно сглаживается и четче выделяются средние – групповые тенденции.

Оценка природы и надежности выделенных T -чисткой стабильных компонент естественной остаточной намагниченности (доскладчатой, синскладчатой, первичной и др.) производилась тестами складки, обращения, галек и их комбинированием между собой и с различными методами статистической обработки. Результаты обработки приведены в табл. 1 и на рис. 1.

Просмотр данных показывает, что в большинстве случаев кучности векторов остаточной намагниченности после T -чистки в современной и древней системе координат различаются незначительно (см. табл. 1); при этом в древней системе координат средние наклонения более пологие, чем в современной системе, и явно преобладает падение пород в северных румбах. Отсюда напрашивается предположение, что в остаточной намагниченности содержится значительная доля послескладчатой и особенно синскладчатой компоненты. Для проверки такого предположения подсчитаны параметры распределений при введении “промежуточной” поправки на наклон, в нашем случае – учета половины угла падения пластов. Оказалось, что величина кучности у ряда объектов при “промежуточной” поправке значительно превосходит K_c и K_a (например, КЮ, КЯ 18 - 22, КВ 1 - 106 и др., см. табл. 1, рис. 3), что позволяет говорить о значительном вкладе в естественную остаточную намагниченность синскладчатой компоненты и отнести выделенное палеомагнитное направление ко времени деформаций отложений. Это определяет верхнюю возрастную границу приобретения стабильной компоненты.

На четырех объектах, где изучались гальки из конгломератов (КВ 1 - 50, 51 - 71, 72 - 106, 107 - 118), направления стабильной части остаточной намагниченности близки направлениям синскладчатой компоненты (см. выше), имеют кучное распределение и обратную полярность (рис. 4, см. табл. 1), что однозначно свидетельствует о перемагничивании галек после их отложения. Более того, для суммарного направления галек тест складки положителен (см. табл. 1). Таким образом, определяется нижняя возрастная граница перемагничивания конгломератов: после их отложения (оксфорд – нижний киммеридж) и до их деформации. В распределениях единичных векторов КВ 1-106 выделяются статистически значимые группы А – С (рис. 5, см. табл. 1); группы А и В – обратной магнитной полярности, группа С – прямой. Направления А и В являются синскладчатыми. Построение индивидуальных кругов перемагничивания подтверждает наличие этих групп направлений. В случае применения способа групповых кругов в двух вариантах – с разделением и без разделения данных по объектам на указанные группы – выделяются только два направления – В и С. Причем в первом варианте направление В доскладчатое, а во втором – круги имеют статистически значимое пересечение только в древней системе координат и оно совпадает с направлением С. На основании этого можно говорить о до- или синскладчатом направлениях перемагничивания – В и С. Направление С имеет наилучшие статистические параметры и близко к объектам КЮ и КЯ, наклонение компоненты В выше, чем у направления С. Последнее свидетельствует о более позднем приобретении

компоненты В по отношению к направлению С. Направление С более "размытое". Направления группы А растягиваются в облако, соединяющее почти по большому кругу направления В и С (см. рис. 5а), отражая ход перемагничивания галек от направления С к направлению В в процессе деформации толщ, т.е. направление А синскладчатое (см. табл. 1).

При обобщении полученных палеомагнитных результатов попытаемся оценить их надежность, природу и время приобретения разных компонент естественной остаточной намагниченности. В табл. 2 выписаны средние палеомагнитные направления по отдельным объектам, восточной и западной частям Горного Крыма с указанием времени приобретения остаточной намагниченности по отношению к тектоническим деформациям пород (доскладчатая и синскладчатая компоненты). Сюда вписаны и ранее полученные среднеюрские палеомагнитные направления [8]. Как видно из табл. 2 и еще более наглядно на рис. 1, выделяются три группы направлений: 1) среднеюрское юго-восточное (см. рис. 1а); по ряду объектов по тесту обжига, тесту галек, тесту термомагнитного состояния Шолпо-Лузяниной показано, что стабильная компонента естественной остаточной намагниченности этого направления имеет термическое происхождение и приобретена в процессе остывания лав и обжига ими вмещающих пород [8]; 2) среднеюрское северо-восточное (см. рис. 1б) – доскладчатого происхождения и, судя по некоторым вулканитам и дайкам мыса Фиолент, также первичное [8]; 3) северное на западе и северо-западное на востоке (см. рис. 1в) – доскладчатое и синскладчатое. Третье палеомагнитное направление зафиксировано в среднеюрских вулканитах мыса Фиолент (первичное), верхнеюрских (оксфорд-титонских) отложениях и альбских туфопесчаниках. Синскладчатая компонента относится, судя по отсутствию деформаций верхнемеловых отложений, к первой (нижней) половине мела - верхам юры. Доскладчатая компонента естественной остаточной намагниченности верхнеюрских отложений, естественно, древнее синскладчатой, т.е. не моложе конца юры. Часть галек из оксфорд-нижнекимериджских конгломератов перемагничена до тектонических деформаций этих конгломератов, т.е. это палеомагнитное направление ($D = 353^\circ$, $I = 48^\circ$, КВ 1 - 106) является позднекимериджско-послекимериджским. В этих же конгломератах часть галек приобрела синскладчатую намагниченность подобного направления ($D = 345^\circ$, $I = 39^\circ$; компонента В, КВ 1 - 106).

Таким образом, как видно из рис. 1в и табл. 1, 2, до- и синскладчатые палеомагнитные направления близки между собой и при этом закономерно отличаются в восточной и западной частях Горного Крыма, т.е. даже синскладчатые направле-

ния приобретены заведомо до относительного разворота западной и восточной частей Крыма.

Отметим важную для природы доскладчатой намагниченности верхнеюрских и нижнемеловых осадочных пород закономерность: наклонение занижено примерно на 5° по сравнению с наклонениями первичной остаточной намагниченности среднеюрских и, возможно, синхронных (верхнеюрских) вулканитов мыса Фиолент, имеющих север-северо-западное склонение (см. табл. 2). Такое закономерное занижение может быть связано с известным явлением выполаживания удлиненных зерен магнитных минералов. В таком случае это служит признаком первичной ориентационной остаточной намагниченности.

В пользу близости доскладчатой компоненты естественной остаточной намагниченности верхнеюрских осадочных пород Горного Крыма к первичной свидетельствует магнитостратиграфическая информация по разрезу КЯ 30 - 72, где в титонской части разреза фиксируется только прямая магнитная полярность, ниже, в киммеридж-оксфордской части разреза, отмечается чередование магнитозон прямой и обратной полярности (достаточно уверенно выделяются четыре магнитозоны), что очень сходно с позднеоксфорд-титонским интервалом мировой шкалы геомагнитной полярности [12].

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ДАННЫХ

Для магнитотектонической интерпретации по каждой из возрастных групп подсчитано среднее палеомагнитное направление для западной и восточной частей Горного Крыма. Соответственно по наклонениям определены палеошироты, а по склонениям восстановлена ориентировка Горного Крыма (рис. 6). Для оценки палеогеографического положения Горного Крыма относительно Евразийского и Африкано-Аравийского континентов мы воспользовались палинспастическими реконструкциями Л.П. Зоненшайна и др. [5]. По положениям палеомагнитного полюса Евразийского континента [12, 13] вычислены палеомагнитные направления и широты Горного Крыма в случае единства с Евразийским континентом и сохранения их современного относительного положения (см. табл. 2).

На рис. 6 наглядно представлена динамика поведения Горного Крыма на фоне общих движений соседних суперконтинентов. Так, во время активного среднеюрского вулканизма Крымская островная дуга находилась на широте 26° с. ш., ее простираемость была примерно 300° . В бате-келловее (?), во время смещения к югу континента Евразии, Горный Крым, оставаясь практически на месте (по широте), развернулся на 156° по часовой стрелке, а относительно Евразии этот поворот составил 120° (табл. 2). Дальнейшее

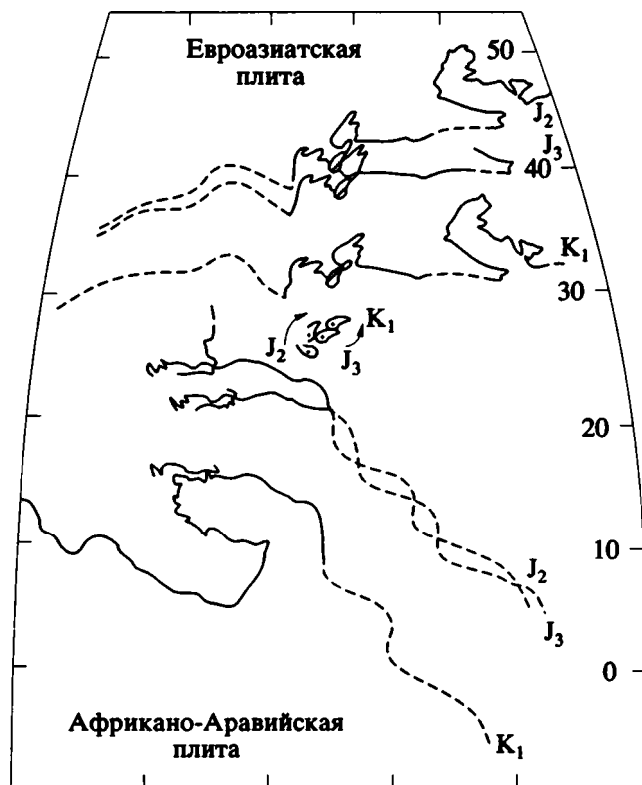


Рис. 6. Палинстастическая реконструкция положения Горного Крыма в средней юре - раннем мелу по палеомагнитным данным. Контурные очертания Евразийского и Африкано-Аравийского континентов даны по [5].

сближение вплоть до соединения с Евразией сопровождалось поворотом восточной части Крыма против часовой стрелки на 25° , западной – менее чем на 10° , а относительно Евразии этот поворот был соответственно на 58 и 43° . Это произошло примерно в середине мела.

Судя по реконструкциям [5, 12] островная дуга Горного Крыма располагалась на западном окончании Малокавказской островной дуги, контактируя с Родопским массивом на западе. Взаимодействием с последним, видимо, объясняется специфика движения Горного Крыма, его отрыв от Малокавказской дуги и значительные вращения. Первый поворот по часовой стрелке хорошо укладывается в схему отрыва. Движение к северу восточной, основной части дуги сдерживалось континентальной массой Большого Кавказа. В то же время к северу от Родопского массива располагался значительный участок океанской коры [5]. Разность скоростей должна была привести к образованию между участками трансформного разлома, в зоне которого и оказался блок Горного Крыма [5]. Последовавшее за отрывом вращение против часовой стрелки соответствует общему направлению замыкания клиновидной области океана Тетис, окаймляющей Аравийский

клин. Причем, как отмечалось выше, восточная часть Горного Крыма развернулась в большей степени, чем западная, – на 15° . Этот относительный разворот произошел после титона, скорее ближе к середине мела.

Различия восточной и западной частей Горного Крыма в средней юре отразились и в продолжительности среднеюрского вулканизма. Начало вулканизма, судя по сходству палеомагнитных направлений вулканитов Карадага, Петропавловского карьера и мыса Фиолент (см. рис. 1, табл. 2) и геологическим данным [6], имеет близкий возраст, но продолжительность вулканизма различна. Так, Карадагский вулкан имел две основные фазы деятельности, разделенные временем, за которое деформировались вулканиты первой фазы и произошла инверсия геомагнитного поля [8]. Но обе фазы зафиксировали одно и то же направление оси геомагнитного поля, т.е. формирование вулкана произошло за достаточно короткий промежуток времени до значительного вращения Горного Крыма. В отличие от Карадага вулканическая активность на мысе Фиолент была более продолжительной и охватывает время вращения Горного Крыма. Продолжительная вулканическая деятельность на мысе Фиолент может быть объяснена тем, что район находился в средней (поздней?) юре в восточной части дуги Горного Крыма, т.е. в зоне отрыва блока от Малокавказской дуги. Обстановка растяжения в этой области способствовала активизации магматизма. После соединения с Евразийским континентом блок Горного Крыма перемещался вместе с южным краем этого континента, что подтверждается практическим совпадением послескладчатого направления с расчетным (см. табл. 2).

ЛИТЕРАТУРА

1. Асанидзе Б.З., Печерский Д.М. Результаты палеомагнитного изучения юрских пород Грузии и Северного Кавказа // Изв. АН СССР. Сер. физика Земли. 1979. № 10. С. 77 - 92.
2. Асанидзе Б.З., Адамия Ш.А., Печерский Д.М. Результаты палеомагнитных исследований палеозойских пород Кавказа // Изв. АН СССР. Сер. физика Земли. 1989. № 9. С. 90 - 109.
3. Геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 1000000. Объяснительная записка. Лист L-36, 37 (Симферополь). Л.: Недра, 1986. 132 с.
4. Геология СССР. Т. 8. М.: Недра, 1969. 339 с.
5. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. Кн. 2. М.: Недра, 1990. 326 с.
6. Мазарович О.А., Милеев В.С. Геологическое строение Качинского поднятия Горного Крыма. Стратиграфия мезозоя. Стратиграфия кайнозоя. Магматические, метаморфические и метасоматические образования. М.: Изд-во МГУ, 1989. 156 с.
7. Моргунов Ю.Г., Калинин А.В., Калинин В.В. и др. Тектоника и история развития северо-западного шельфа Черного моря. М.: Наука, 1981. 244 с.

8. Печерский Д.М., Диденко А.Н., Сафонов В.А. и др. Некоторые сведения о юрском вулканизме: петромагнитная и палеомагнитная информация // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 3. С. 85 - 104.
9. Соллогуб В.Б. Литосфера Украины. Киев: Наук. думка, 1986. 184 с.
10. Субботин С.И. Геофизические исследования и тектоника юга европейской части СССР. Киев: Наук. думка, 1969. 245 с.
11. Тесленко Ю.В. Стратиграфия (шельф и побережье Черного моря). Киев: Наук. думка, 1984. 181 с.
12. Храмов А.Н., Гончаров Г.И., Комиссарова Р.А. и др. Палеомагнитология. Л.: Недра, 1982. 312 с.
13. Westphal M., Bazhenov M., Lauer J.P., Pechersky D.M. Paleomagnetic implications on the evolution of the Tethys Belt from the Atlantic ocean to Pamir since Trias // Tectonophysics. 1986. V. 123. № 1. P. 37 - 82.

Рецензент: Н.В. Короновский

Palinspastic Reconstruction of the Crimea Mountains Position in the Middle Jurassic - Early Cretaceous Obtained by Paleomagnetic Data

D. M. Pechersky, V. A. Safonov

Upper Jurassic sedimentary rocks (10 sites, 131 samples) and pebbles from upper Jurassic conglomerates (3 sites, 118 samples) of the Crimea mountains were studied paleomagnetically. The combination of the step-wise thermal demagnetization and the method of crossing the remagnetization circles, tests of pebbles, fold and rotation enabled us to distinguish at least two ancient components of the natural remanent magnetization. Their directions in the western part of the Crimea mountains differ from those in the eastern part: 1) close to the initial, pre-folding late Jurassic component with an average declination respectively 353° (west) and 318° (east) and with an inclination of 45° (west) and 43° (east); 2) the synfold component, embracing the period of sedimentary rocks deformation from late Jurassic – early Cretaceous, with an average respectively 357° (west) and 340° (east), with an inclination of 60° (west) and 51° (east). These data and the paleomagnetic evidence obtained by the authors on middle Jurassic formations previously bring us the following conclusions. In the middle Jurassic the island arc of the Crimea mountains was at the latitude of 26° , and its paleostrike was about 300° ; in the middle Jurassic – beginning of the late Jurassic the island arc underwent a clockwise rotation by 156° . In the early Cretaceous the eastern block of the Crimea mountains was anticlockwise rotated by 25° , and the western – by less than 10° without changing its latitudinal position. Further the block of the Crimea mountains moved northward together with the East-European platform and the Scythian plate. The movement of the Crimea mountains blocks is viewed as related to Alpien belt evolution.

УДК 551.243.

НОВЫЙ ПОДХОД К КОМПЛЕКСНОМУ АНАЛИЗУ ПРОБЛЕМ РАЗЛОМООБРАЗОВАНИЯ В ЛИТОСФЕРЕ

(о книге С. И. Шермана, К. Ж. Семинского и др.

“Разломообразование в литосфере. Зоны сдвига”¹⁾

© 1993 г. А. И. Мельников

Институт земной коры СО РАН, Иркутск

Поступила в редакцию 10.03.92 г.

Монография коллектива авторов посвящена, безусловно, одной из актуальнейших и дискуссионных проблем современной геотектоники – комплексному тектонофизическому анализу процессов сдвигового разломообразования в литосфере. Решение этой проблемы авторами проводится на основе обширного нового материала, полученного в ходе длительных полевых и экспериментальных исследований, с привлечением методов физического и математического моделирования разрывных систем, а также широкого комплекса новейших геолого-геофизических, тектонических, сейсмологических и других данных, опубликованных в отечественной и зарубежной печати.

Композиционно работа состоит из трех частей. Первая часть монографии (главы 1 - 4) посвящена различным аспектам выделения, систематики, внутренней структуры разрывных нарушений сдвиговой природы, общим закономерностям их распределения на земной поверхности, а также некоторым особенностям напряженного состояния литосферы и общей тектонофизической характеристике этих структур. Авторы достаточно подробно рассматривают основные схемы классификации сдвиговых дислокаций, оценивают их основные достоинства и недостатки и предлагают свою довольно оригинальную классификацию сдвиговых систем, основанную на комплексном использовании структурно-генетических признаков. Большое внимание у читателей, безусловно, вызовет и гл. 3 этой части, посвященная внутреннему строению разломов сдвиговой природы. Авторы совершенно справедливо рассматривают разломную зону как сложное построенное геологическое тело, вводят ряд определений и понятий, позволяющих наиболее всесторонне

охарактеризовать детали внутреннего строения разрывных систем сдвигового типа. Весьма интересно, хотя и далеко не бесспорно, выделение деструктивных полей, представляющих собой области с максимальной концентрацией разрывов в определенном объеме зоны динамического влияния. На мой взгляд, это не всегда оправданно, особенно когда мы имеем дело с древней, неоднократно активизированной разрывной системой, так как в интерпретации авторов деструктивные поля отражают уже суммарный результат дислокационного процесса. В дальнейшем, вероятно, будет крайне необходимо разделять эти поля по возрасту формирования, что может, хотя бы приближенно, позволить проследить эволюцию системы в динамике. Недостаточно аргументированна, по-моему, и инфраструктура сдвиговых зон в вертикальном разрезе (раздел 3.3), так как она скорее всего отражает последовательность структурно-вещественных преобразований исходного субстрата в полости разлома во времени, а не в его вертикальном срезе.

Вторая часть монографии целиком посвящена результатам физического и математического моделирования сдвиговых дислокаций (гл. 5 - 8). Это, конечно, самая оригинальная часть работы и, безусловно, вызовет наибольший интерес у читателей. Сегодня, по-видимому, для всех уже ясно, что только с помощью этих методов возможны ясное понимание и корректная интерпретация очень тонких, но чрезвычайно сложных и важных особенностей внутреннего строения, эволюции практически любых геологических объектов, в том числе и систем разломов. Современного тектониста уже часто не устраивают только чисто геометрические особенности деформированного тела или структуры, так как, используя наши знания по напряженному состоянию среды, мы часто можем более или менее определенно сказать, насколько большая деформация и смещение имели место. Именно решению подобных

^{1) Шерман С.И., Семинский К.Ж., Борняков С.А. и др. Разломообразование в литосфере. Зоны сдвига. Новосибирск: Наука, 1991.}

задач посвящена эта часть книги. Авторами проведена очень большая серия экспериментов по моделированию разломов со сдвиговой кинематикой в различных условиях нагружения. При интерпретации полученных результатов они не ограничились обычными качественными характеристиками дислокационного процесса, а попытались оценить их количественно, с использованием законов горной механики. Это позволило четко сформулировать главные количественные параметры разломной зоны сдвигового типа (амплитуда перемещения и т.д.) и дать детальную характеристику их соотношений. Очень большое значение, безусловно, имеют данные экспериментов об особенностях пространственного распределения параметров инфраструктуры сдвиговых зон на отдельных этапах их развития, стадийности формирования, а также распределении амплитуды смещения как вкрест, так и по простиранию зоны разлома. Используя в совокупности эти материалы, можно достаточно точно оценить на природных объектах зрелость разрывной системы, т.е. определить, на какой стадии эволюции дислокационного процесса находится данный разлом, прекратил ли он свое активное развитие.

Одним из наиболее значительных достижений коллектива авторов монографии, на мой взгляд, являются и результаты изучения напряженно-деформированного состояния среды, с использованием новой, весьма оригинальной методики измерения сдвиговых деформаций в объеме упруго-пластичной модели при разных способах ее нагружения, которую, бесспорно, можно считать весомым вкладом в методическую базу экспериментальной тектоники. Во всяком случае это, вероятно, одна из первых попыток заглянуть внутрь модели, посмотреть на формирование и развитие сдвигового дислокационного процесса изнутри и в динамике.

Следует отметить тщательное исследование и тарировку используемых тензодатчиков, глубокий анализ границ применения результатов, а также полную автоматизацию сбора и обработки получаемой информации. Анализ материалов экспериментов позволил установить пространственно-временную неравномерность поля скоростей сдвиговых деформаций и колебательный характер в пределах сдвиговой зоны при постоянно действующих нагрузках, выявить продольную, поперечную и вертикальную компоненты миграции повышенных значений деформаций и напряжений. Нетривиальным является и вывод о существовании, с одной стороны, хаотичного строения "мгновенной картины" сдвиговых деформаций в упругопластичном теле, с другой — упорядоченности поля деформаций, накопленных за сравнительно продолжительные промежутки времени.

В гл. 7 данной части работы приведены первые результаты экспериментального изучения закономерностей режима излучения упругих волн при формировании разломов сдвигового типа методом акустической эмиссии. Установлено, что интенсивность акустической эмиссии варьирует, а ее максимальная активность обычно приурочена к периодам смены стадий в эволюции разломной системы.

Располагая большим объемом количественных параметров, авторы, конечно, не могли уйти от соблазна попробовать связать их в определенную математическую модель, используя для этих целей основные положения современной механики разрушения твердых тел. Установлено, что тектоническая активность сдвигов в различных полях напряжений тесно связана с их ориентацией в области динамического влияния и ее можно оценить с помощью безразмерного численного показателя, названного коэффициентом активности. Расчеты показали, что наиболее стабильное равновесие для сдвигов достигается при их ориентировке в региональных полях напряжений, соответствующей углу порядка 165° с вектором растяжения, а максимальная их активность проявляется при углах, близких к 110° . Эти результаты, несомненно, найдут практическое применение для оценки потенциальной сеймотектонической активности разломов в сейсмоактивных регионах.

Третья часть монографии имеет явно практическую направленность, посвящена использованию полученных геолого-геофизических закономерностей для целей прикладной геологии, в частности при анализе и характеристике сеймотектонических процессов.

В целом монография С.И. Шермана и др. "Разломообразование в литосфере. Зоны сдвига" представляет собой первое цельное комплексное фундаментальное обобщение по целому ряду сложных и остро дискуссионных проблем тектонофизического анализа разрывных систем, имеющих в своей основе сдвиговую природу. Можно, конечно, критиковать какие-то отдельные аспекты использованных методик или выводов (например, недоучет сложности строения природных геологических объектов, что может несколько исказить картину, полученную на моделях, и т.п.), но в то же время нет никаких сомнений в том, что полученные результаты представляют собой достаточно объективные количественные данные, которые, судя по приведенным закономерностям их изменения во времени и пространстве, далеко не случайны. И это главное. Книга, первая из трехтомной серии работ этого исследовательского коллектива, безусловно, привлечет внимание широкого круга читателей и займет достойное место среди геологической литературы по проблемам дизъюнктивной тектоники.

УДК 551.24 (235.23+241).

НОВЫЕ ДАННЫЕ О СТРОЕНИИ КУНЬЛУНЯ И КАРАКОРУМА (МЕЖДУНАРОДНЫЙ СИМПОЗИУМ В КАШГАРЕ, КИТАЙ)

© 1993 г. В. С. Буртман

Геологический институт РАН, Москва

Поступила в редакцию 14.05.92 г.

“Международный симпозиум по Каракоруму и Куньлуню” был организован Китайской Академией наук, Национальным фондом естественных наук Китая и Национальным центром научных исследований Франции. На симпозиуме, который проходил в городе Каши (Кашгар) в июне 1992 года, присутствовало около 150 ученых, большинство – из Китая и Франции. Были приглашены также специалисты из Великобритании, Германии, Италии, Пакистана, России, США, Швейцарии. Программа симпозиума охватывала широкий круг проблем геологии и географии региона. Были доложены результаты двух китайско-французских экспедиций в Западный Куньлунь и Северо-Западный Тибет, проведенных в 1989 и 1990 гг., а также данные других исследований этого района. Началу симпозиума предшествовала шестидневная экскурсия, которая проводилась по Каракорумскому шоссе, пересекая Кокчиستان и Каракорум вдоль рек Инд, Гилгит, Хунза. После окончания симпозиума состоялась шестидневная экскурсия в Западный Куньлунь вдоль рек Гез-дарья, Ойтаг и Ташкуртан. Работой геологической секции симпозиума и геологическими экскурсиями руководил П. Таппонье из Парижского института физики Земли.

Доклады и обсуждения в Кашгаре показали, что синтез тектоники Северного Пакистана, предложенный на симпозиуме в Кветте [9], сохраняет свое значение. Новые факты вносят лишь уточнения в эти построения.

Много интересных сведений о строении Каракорума было представлено в докладе М. Серля. Кроме того, данные о геологии Каракорума обобщены им в недавно опубликованной монографии, где приведены новые радиометрические определения возраста гранитов и метаморфизма, результаты геохимических исследований [14].

История тектонических, метаморфических и магматических процессов представляется М. Серлем в сложном виде. До коллизии Индии с Евразией в эоцене территория Каракорума представляла собой южную активную окраину Евразии андийского типа, на которой формировались граниты и происходили метаморфические про-

цессы в условиях низких давлений (андалузитовая, ставролитовая и гранатовая зоны). Вслед за коллизией район испытал этап регионального метаморфизма с возрастом 50 - 37 млн. лет (определения U-Pb методом по цирконам из гранитов, прорывающих метаморфиты). Термобарометрические исследования пород кианитовой и силлимонитовой степеней метаморфизма позволили выявить температуры около 700°C и давления 8 - 9 кбар. Постметаморфическая складчатость связана с формированием гнейсовых куполов и движениями по Главному Каракорумскому разлому. Поздние граниты были внедрены в интервале от 25 до 21 млн. лет (U-Pb метод по цирконам). Кристаллизация гранитов проходила на больших глубинах при температурах более 750°C и давлениях более 10 кбар. С их внедрением связаны широкие ореолы контактового метаморфизма.

Региональная изученность территории Каракорума слабая. Геологическая карта Центрального Каракорума, составленная М. Серлем в масштабе 1 : 250000, имеет пятна неизученных территорий [14].

Интересны результаты исследований голоценовых смещений в южной части Памир-Каракорумского сдвига (между 31° и 34° с.ш.), проведенные К. Лю и др. в [11]. Смещения форм рельефа, моренных и аллювиальных отложений обнаружены на 20 участках. Амплитуда горизонтального смещения после последнего максимума оледенения изменяется от 100 до 400 м. Средняя скорость сдвига в северной части изученной территории составляет около 3 см/год, в южной части – более 2 см/год.

В предгорьях Западного Куньлуна детально закартированы мезозойские и кайнозойские отложения. Внутренняя часть Куньлуна, несмотря на прекрасную обнаженность и доступность, изучена слабо. На геологической карте Синьцзяня [10] территория этого района показана на основании съемок в масштабе 1 : 500000. Породы здесь метаморфизованы и стратиграфические определения возраста основаны на дальних сравнениях с породами Тибета. В такой ситуации большое значение приобретают радиометрические определе-

ния возраста, полученные в результате работ китайско-французских экспедиций.

Результаты изучения Куньлуня, опубликованные на русском языке [1, 2, 5 - 7] неизвестны современным китайским и иностранным исследователям этого региона. Тектонические структуры и стратиграфические единицы описываются заново. Например, восточное продолжение Каракульского разлома, разделяющего внешнюю и внутреннюю зоны Северного Памира, было названо В.М. Синицыным на севере Куньлуня (в горах Коктун) Айкартским надвигом [7]; а далее к юго-востоку этот тектонический шов описан Н.А. Беляевским как Момукский надвиг [2]. Оба указанных исследователя придавали большое значение этому разлому, считая его "важнейшей тектонической линией в системе Памиро-Куньлуньских горных сооружений" [2, с. 38]. Ныне этот тектонический шов заново описан в Куньлуне М. Брюнелем с соавторами в [11] под названием "Главный надвиг Памира".

На территории Западного Куньлуня выделяются три домена (рис. 1): Северный, Центральный и Ташкурганский [12]. Внешний (Северный) домен сложен докембрийскими и палеозойскими породами Таримской платформы и лежащими на них мезозойскими и кайнозойскими отложениями. Юго-западной границей домена служит Главный надвиг Памира, который в Западном Куньлуне, вероятно, более сдвиг, чем надвиг. В долине реки Гез-дарья около этого разлома развиты эффузивы среднего состава, на которых залегают юрские угленосные отложения. Эффузивная толща подобна поздне триасовым образованиям внешней зоны Памира.

Центральный домен сложен метаморфическими породами, на которых несогласно залегают отложения девона, карбона и перми. Вдоль границы с внешним доменом протягивается полоса выходов метаморфизованных базальтов. Породы амфиболитизированы и биотитизированы, но местами в них хорошо сохранились подушечная отдельность и межподушечные пространства, заполненные кремнеземом. По мнению китайских исследователей, с этими породами ассоциируют ультрабазиты. Вулканиды основного состава протягиваются от Гез-дарьи на север в горы Кингтау [7] и далее на запад они продолжают на Северный Памир (рис. 1). В долине Гез-дарьи эти породы слагают шарьяж, лежащий на породах девона или карбона. Структурными наблюдениями установлено направление движения шарьяжа с юго-востока на северо-запад [15]. Его корневая зона, вероятно, находится на границе Центрального и Ташкурганского доменов. Эффузивы прорваны гранитами, возраст которых определен Р.Ксю и его соавторами в [11] U-Pb методом по цирконам в 277 ± 6 млн. лет. Время излияния эффузивов не известно. Вероятен их каменноугольный возраст, предполагаемый по

анalogии с базальтами Дарваз-Заалайской зоны Северного Памира.

Зона развития офиолитов из северной части Западного Куньлуня, возможно, продолжается на юг в Яркендский сектор Куньлуня, где также известны выходы ультрабазитов и основных лав. Однако там в долине реки Холостан-дарья офиолиты прорваны более древними гранитами и гранодиоритами, радиометрический возраст которых определен Р. Ксю и его соавторами в [11]: Rb-Sr изохронным методом по гранитам определен возраст 510 и 423 млн. лет, Ag/Ag методом по биотитам из гранитов - 384 ± 5 млн. лет, по цирконам - 377 млн. лет; для гранодиоритов Ag/Ag методом по горнблэндитам определен возраст 474 млн лет, аргоновым изохронным методом по биотитам - 449 ± 24 млн. лет, U-Pb методом по цирконам - 458 млн. лет.

Плутонические породы Центрального домена имеют известково-щелочной состав и варьируют от диоритов до гранитов. Радиометрические возрасты этих пород образуют две группы: 540 - 400 и 260 - 200 млн. лет [12].

Северо-западной границей Центрального домена служит разлом, вдоль которого развиты милониты. Текстура милонитов свидетельствует о правосдвиговом смещении по разлому [15]. По биотитам из милонитов определен радиометрический возраст - 175 млн. лет, по горнблэндитам - 146 млн. лет.

Ташкурганский домен сложен метаморфическими породами: от зеленых сланцев до амфиболитов. В ядрах антиформных складок (Конгур, Мустагата) залегают гранито-гнейсы. Прямых данных о возрасте этих толщ нет.

В западной части Ташкурганского домена в одноименном хребте в амфиболитах наблюдали реликты подушечной отдельности в базальтах [15]. Здесь же встречены метагаббро и пироксениты. Не исключено, что эти породы являются аналогом Акжилгинских офиолитов пермского (?) возраста, развитых в южной части Северного Памира [3].

Памир-Каракорумский кайнозойский сдвиг, имеющий амплитуду 200 - 300 км [4, 13], отделяет Куньлунь от тектонических зон Центрального и Южного Памира. В долине р. Ташкурган можно видеть современные правосдвиговые смещения сухих долин, террас и ледниковых отложений по этому разлому. Амплитуда сдвига морен последнего оледенения, измеренная К. Лю и др. в [11], составляет от 150 до 250 м.

В целом две зоны палеозойских офиолитов и разделяющие их образования Западного Куньлуня могут быть сопоставлены с Дарваз-Заалайской и Акжилгинской офиолитовыми зонами Северного Памира, которые разделены Курговатским микроконтинентом. При этом северный пояс офиолитов непрерывно продолжается из Север-

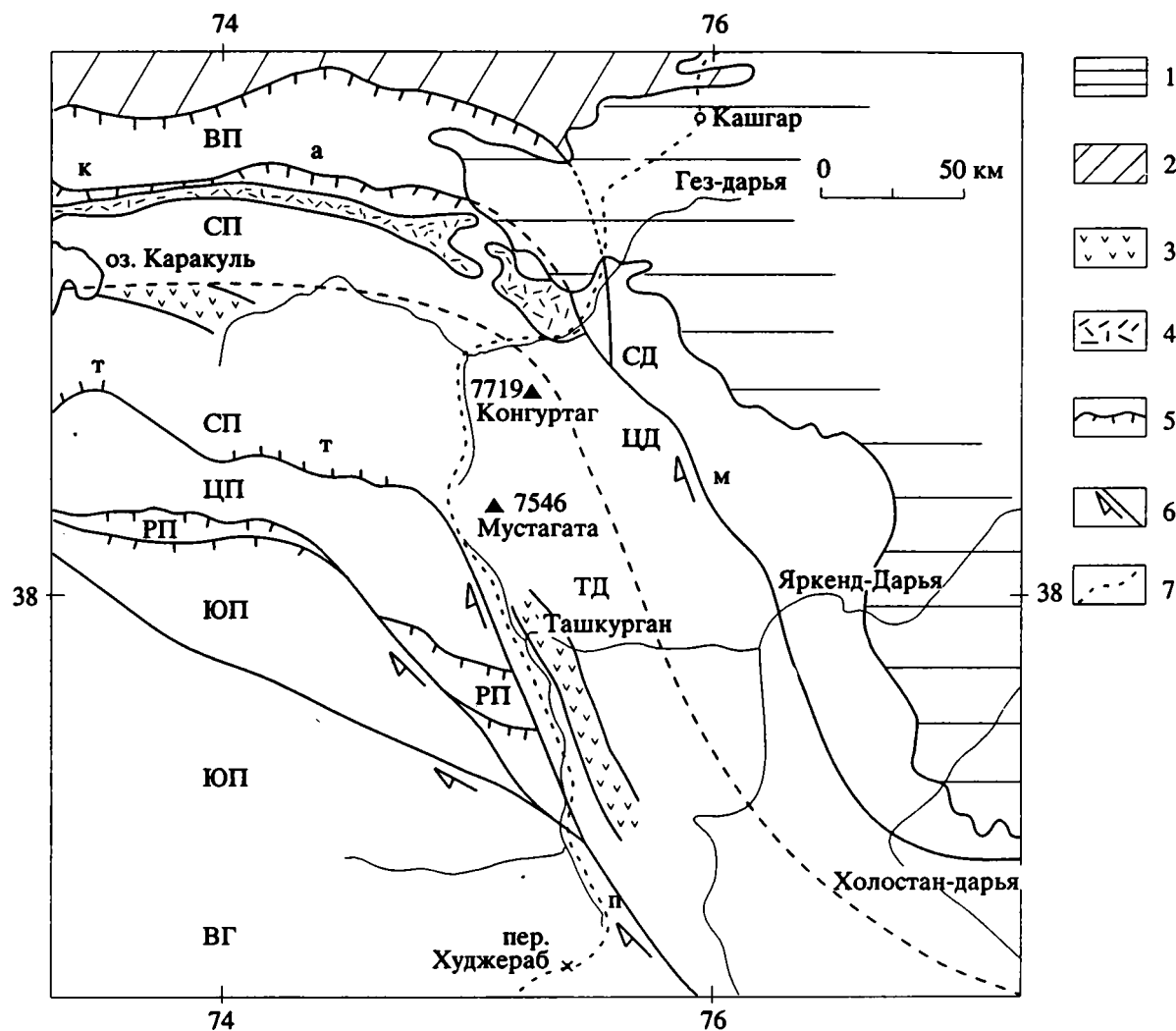


Рис. 1. Тектонические зоны Западного Куньлуня и их вероятные соотношения с Памиром. 1 – четвертичные отложения в Таримской впадине, 2 – палеозоиды Тянь-Шаня, 3 – офиолиты каменноугольного (?) возраста, 4 – метаофиолиты пермского (?) возраста, 5 – надвиг, 6 – сдвиг, 7 – маршрут геологических экскурсий симпозиума. Буквами на рисунке обозначены: в западном Куньлуне: СД – Северный домен, ЦД – Центральный домен, ТД – Ташкурганский домен; на Памире: ВП – внешняя зона Северного Памира, СП – внутренние (палеозойские) зоны Северного Памира, ЦП – Центральный Памир, РП – Рушан-Пшартская зона, ЮП – Юго-Восточный Памир, ВГ – Восточный Гиндукуш; разломы: А – Айкартский надвиг, К – Каракульский надвиг, М – Момукский разлом (“Главный надвиг Памира”), П – Памир-Каракорумский сдвиг.

ного Памира в Западный Куньлунь. Такие соотношения Северного Памира и Куньлуня исключают продолжение в Куньлуне тектонических структур Южного Тянь-Шаня, как это предполагали некоторые исследователи [6, 8]. Маловероятно также продолжение Памир-Каракорумского сдвига на территорию Северного Памира [4, 13]. Более вероятно, что этот разлом сопряжен на севере с Танымасским поддвигом Памира, разделяющим Северный и Центральный Памир. Амплитуда сдвига, вероятно, компенсирована этим поддвигом, надвигами на границах Рушан-Пшартской зоны Памира и внутризональными деформациями Юго-Западного и Центрального Памира.

ЛИТЕРАТУРА

1. Беляевский Н.А. Основные черты стратиграфии Западного Куэнь-Луня // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1947. № 6. С. 19 - 30.
2. Беляевский Н.А. Альпийская тектоника Западного Куэнь-Луня // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1949. № 2. С. 29 - 42.
3. Буданов Б.И., Пашков Б.Р. О значении раннекаменноугольного и пермского вулканизма восточной части Северного Памира // Бюлл. МОИП. Отд. геолог. 1988. Т. 63. Вып. № 1. С. 33 - 38.
4. Буртман В.С., Пейве А.В., Руженцев С.В. Главные сдвиги Тянь-Шаня и Памира // Разломы и горизонтальные движения земной коры. М.: Изд. АН СССР, 1963. С. 152 - 172.

5. Казьмин В.Г., Фараджев В.А. Тектоническое развитие Яркендского сектора Куньлуня // Сов. геология. 1961. № 8. С. 45 - 57.
6. Синицын В.М. О геологической границе куэньлуньских и тяньшаньских структур в Памиро-Алайском сближении // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1945. № 6. С. 19 - 32.
7. Синицын В.М. Северо-западная часть Таримского бассейна. М.: Изд. АН СССР, 1957. 252 с.
8. Яговкин А.В. История развития и схема тектоники герцинид Южного Тянь-Шаня и Куэнь-Луня // Проблемы тектоники земной коры. Иркутск: Наука. 1973. Вып. 1. С. 204 - 246.
9. Geodynamics of the Pakistan. Quetta, Pakistan, 1979. 300 p.
10. Geological map of Xinjing Uygur autonomous region, China, scale 1 : 2 000 000. Beijing, 1985.
11. International Symposium of the Karakorum and Kunlun mountines, Abstracts, 1992, Kashi, China, 136 p.
12. Introduction to integrated scientific investigation on Karakorum and Kunlun mountines / Guide book for excursion of ISKKM Symposium from Kashgar to Kunjirab pass. Beijing, China, 1992, 92 p.
13. Peive A.V., Burtman V.S., Ruzhentsev S.V., Suvorov A.I. Tectonics of the Pamir-Himalayen sector of Asia // XXI Intern Geol. Congr. Report, 1964, part XI, Himalayan and Alpine Orogeny. New Delhi, p. 441- 464.
14. Searle M.P. Geology and tectonics of the Karakorum mountines // Chichester, UK, 1991, 358 p.
15. Tapponnier P., Brunel M. Apendix to the guide book of ISKKM Symposium excursion from Kashgar to Kunjirab pass. // Paris, 1992, 46 p.

Рецензент: А.А. Моссаковский

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.

б. 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 специалистами 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 17 × 21 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 подрисуночных 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. Дальнейшеехождение рукописи контролируется редакцией, которая оставляет за собой право при необходимости проводить незначительное сокращение текста.

8. После выхода статьи в свет автор получает 25 оттисков.

Сдано в набор 02.10.92 г.

Подписано к печати 04.12.92 г.

Формат бумаги $60 \times 88^{1/8}$

Офсетная печать

Усл. печ. л. 140

Усл. кр.-отт. 113 тыс. Уч.-изд. л. 144

Бум. л. 70

Тираж 787

Зак. 35 86

Цена 9 р. 90 к.

Отпечатано во 2-ой типографии издательства «Наука», 121099, Москва, Г-99, Шубинский пер., 6

9 p. 90к.
Индекс 70228

ISSN 0016-853X Геотектоника, 1993, №1