

ISSN 0016-853X

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

# ТЕОТЕКТОНИКА

1

ИЗДАТЕЛЬСТВО НАУКА·1986

## СОДЕРЖАНИЕ

Интенсифицировать тектонические исследования . . . . .	3
<b>Пушаровский Ю. М.</b> Актуальные проблемы советской геотектоники . . . . .	5
<b>Суворов А. И.</b> Тектоническая делимость литосферы: проблемы и перспективы изучения. Статья первая. Характеристика форм тектонической делимости . . . . .	17
<b>Ильин А. В.</b> К тектонике Южного Китая . . . . .	32
<b>Зверев С. М., Ярошевская Г. А.</b> Глубинное строение и геология Исландии . . . . .	47
<b>Баженов М. Л., Моссаковский А. А.</b> Горизонтальные перемещения Сибирской платформы в триасе по палеомагнитным и геологическим данным . . . . .	59
<b>Макарычев Г. И., Палей И. П., Гесь М. Д., Морковкина В. Ф., Бурашников В. В.</b> Докембрийский выступ хребта Дариби и его положение в структуре Западной Монголии . . . . .	70
<b>Шемнда А. И., Грохольский А. Л.</b> Геодинамика Южно-Антильского региона . . . . .	84
<b>Белоусов Т. П., Орбера Л.</b> Четвертичные вертикальные тектонические движения в Центральной Кубе . . . . .	96

## Рецензии

<b>Унсов В. А.</b> Тектоника литосферных плит и ее место в современной теоретической геологии . . . . .	106
Академику Юрию Александровичу Косыгину 75 лет . . . . .	109
Виктор Августович Швольман. Некролог . . . . .	112

## Редакционная коллегия

Главный редактор **Ю. М. ПУШАРОВСКИЙ**

Зам. главного редактора **М. С. МАРКОВ**

Ответственный секретарь **А. А. МОССАКОВСКИЙ**

**В. В. БЕЛОУСОВ, Р. Г. ГАРЕЦКИЙ, В. И. КОВАЛЕНКО, Л. И. КРАСНЫЙ,  
П. Н. КРОПОТКИН, Е. Е. МИЛАНОВСКИЙ,  
А. В. ПЕЙВЕ, В. Е. ХАИН, Н. А. ШТРЕЙС, А. Л. ЯНШИН**

ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR  
G E O T E C T O N I C S

JANUARY — FEBRUARY

MOSCOW

№ 1, 1986

CONTENTS

For intensification of tectonic investigations . . . . .	3
<b>Pushcharovsky Yu. M.</b> Present-day problems of soviet geotectonics . . . . .	5
<b>Suvorov A. I.</b> Tectonic subdivision of lithosphere: problems and studying perspectives. Article one. Characteristics of forms of tectonic subdivision . . . . .	17
<b>Ilyin A. V.</b> On tectonics of South China . . . . .	32
<b>Zverev S. M., Yaroshevskaya G. A.</b> Deep structure and geology of Iceland . . . . .	47
<b>Bazhenov M. L., Mossakovsky A. A.</b> Horizontal movements of Siberian platform in the Triassic according to paleomagnetic and geological data . . . . .	59
<b>Makarychev G. I., Paley I. P., Ges' M. D., Morkovkina V. F., Burashnikov V. V.</b> Precambrian projection of the Daribi range and its position in the structure of Western Mongolia . . . . .	70
<b>Shemenda A. I., Grokholsky A. L.</b> Geodynamics of South-Antilian region . . . . .	84
<b>Belousov T. P., Orbera L.</b> Quaternary vertical tectonic movements in Central Cuba . . . . .	96

Critique reviews

<b>Unksov V. A.</b> Tectonics of lithosphere plates and its place in the present-day theoretical geology . . . . .	106
Academician Yuriy Alexandrovich Kosygin's 75-th anniversary . . . . .	109
Victor Avgustovich Shvolman. Obituary . . . . .	112

Адрес редакции

109017, Москва, Ж-17, Пыжевский пер., 7, Геологический институт АН СССР

Телефон 230-81-77

Зав. редакцией *Б. Д. Гриль*

Технический редактор *Т. М. Кроткова*

---

Сдано в набор 06.11.85 Подписано к печати 13.12.85 Т-19985 Формат бумаги 70×108<sup>1/16</sup>  
Высокая печать Усл. печ. л. 9,8 Усл. кр.-отт. 16,6 тыс. Уч.-изд. 11,2 листов Бум. л. 3,5  
Тираж 1664 экз. Зак. 4654

---

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



## ИНТЕНСИФИЦИРОВАТЬ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Красной нитью через важнейшие партийные документы последнего периода и выступления Генерального секретаря ЦК КПСС т. М. С. Горбачева проходит мысль о необходимости ускорения научно-технического прогресса. С одной стороны, речь идет о скорейшем техническом перевооружении основных отраслей промышленности, в том числе о замене устаревших машин машинами новых поколений, а с другой — о резкой интенсификации научных исследований, эффективности научного поиска, усилении пульса творческой мысли, рождении новых крупных плодотворных научных идей.

Как известно, 11 июня 1985 г. было проведено созванное ЦК КПСС широкое совещание под девизом «Ускорение научно-технического прогресса — требование жизни». В докладе М. С. Горбачева, сделанном на этом совещании, сказано: «Приоритетное значение нужно придать развитию фундаментальной науки. Именно она выступает в качестве генератора идей, открывает прорывы в новые области, дает выходы на новый уровень эффективности. Здесь надо поднять роль Академии наук СССР». Далее идет речь о необходимости всемерного усиления роли науки в развитии народного хозяйства, о создании теоретических основ принципиально новых видов техники и технологии.

В докладе подчеркивались также большие возможности вузовской науки, которые до сих пор используются очень слабо. Обращалось внимание и на крупные недостатки в развитии отраслевой науки, отдача которой весьма мала по сравнению с затратами.

«ЦК КПСС и Советское правительство,—говорил т. Горбачев,—рассчитывают, что ученые страны, вся научно-техническая интеллигенция близко к сердцу воспримут те задачи, которые выдвигает партия, не пожалеют сил для ускорения научно-технического прогресса».

Ученые страны, как и весь советский народ, с большим энтузиазмом восприняли курс партии на ускорение научно-технического прогресса. Повсюду в научных институтах проводятся мероприятия по совершенствованию стиля работы, по разработке отвечающей требованиям времени масштабной проблематики.

Межведомственным тектоническим комитетом СССР разработано основное направление исследований на двенадцатую пятилетку. Формулируется оно следующим образом: структуры земной коры континентов, океанов и переходных зон, их развитие и происхождение; тектонические закономерности размещения полезных ископаемых.

Полезные ископаемые, в том числе рудные, горючие, агрономические руды, как давно установлено в геологии, обнаруживают тесную связь с тектоническими структурами. Однако понимание тектонических структур в последнее время резко расширилось. В особенности это касается горных покровно-складчатых сооружений. Возникшие новые взгляды зиждятся на больших успехах в области расшифровки ранних стадий развития таких сооружений и на выявлении крупной роли горизонтальных движений в структурной эволюции земной коры. Все это приводит к необходимости с новых позиций подойти к проблеме тектонических закономерностей размещения в земной коре полезных ископаемых. Более того, все в большей мере геологи проникают в сложнейшую область знания — гео-

логию мантии. Это накладывает свой отпечаток на упомянутую проблему.

Наряду с этим глубокое изучение конкретных структурных форм земной коры, как континентальных, так и океанических и переходных, в особенности в их сравнении, внесет большой вклад в дальнейшее развитие теоретических основ тектоники, а также в разработку проблем геодинамики и кинематики земной коры. Особо нужно подчеркнуть необходимость бережного и ответственного обращения с фактическим материалом. Геология должна отталкиваться от реальных вещественных и структурных объектов, и только на этом пути ее ждут новые фундаментальные открытия. Большая опасность, ведущая в тупик,— это имитация научного творчества — беспочвенные построения, либо приспособливание фактических сведений под ту или иную концепцию.

В настоящий период развитие геологии характеризуется очень быстрым накоплением фактического материала, в связи с чем дальнейший ее прогресс безусловно связан с созданием банков данных по различным аспектам геологической науки и широким использованием вычислительной техники для их обобщения и анализа. Это существенно ускорит выявление глобальных закономерностей строения нашей планеты.

Выдвинутое на двенадцатую пятилетку направление тектонических исследований, согласованное между различными ведомствами, призвано способствовать концентрации усилий и средств в разработке актуальной и важной задачи советской геологии.

УДК 551.24

ПУЩАРОВСКИЙ Ю. М.

## АКТУАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ СОВЕТСКОЙ ГЕОТЕКТОНИКИ

Обсуждаются актуальные тектонические проблемы, касающиеся континентов, океанов и переходных между ними зон. Подчеркивается, что изучение конкретных структурных форм, их развития и происхождения необходимо как для дальнейшего прогресса тектонических знаний, так и для выяснения тектонических закономерностей размещения и образования важнейших полезных ископаемых. Обращено внимание на возросшую в последний период сложность анализа тектоники Земли в связи с получением обширных материалов по строению океанов, обнаружением покровно-складчатой структуры подвижных поясов, выявлением главенствующей роли горизонтальных перемещений в формировании структурного плана земной коры и рядом других причин.

Геотектоника 80-х годов — это очень сложная область знания. Имеется несколько причин, сильно усложнивших задачи и методы этой науки в последний период. Среди них назовем наиболее существенные. Во-первых, это выход геологии в океан. В связи с этим нельзя не вспомнить слова В. И. Вернадского, написанные около полстолетия назад: «...пока не будет серьезно геологически охвачен Океан, геология материков, даже учитывая геологию шельфов, дает для наших геологических научных заключений только меньше, чем треть поверхности планеты...» [2, с. 82]. Во-вторых, это бросок теоретической мысли в сторону мобилизма, что позволило в новом свете представить геологическое строение и историю развития таких крупнейших тектонических сооружений, как Кавказ, Урал, Казахстан, Тянь-Шань, Памир, Саяны, Сихотэ-Алинь, Сахалин, Камчатка, Корякский хребет и некоторых других. Идея о тектоническом скупивании пронизала также и тектонику докембрия. В-третьих, это совершенствование петролого-геохимических методов исследования горных пород, способных ныне выполнять их тончайшую аналитику, что подняло на качественно новый уровень знания о вещественном составе пород, в особенности глубинных. А это последнее создает «питательную среду» для такой важной области, как геология мантии. Наконец, в-четвертых, это, конечно, фундаментальные данные, полученные современной геофизикой. У нас появилась возможность судить о тонкой структуре слоев земной коры до больших глубин как в областях континентов, так и под океанами. Стали определеннее и некоторые геофизические границы (разделы) в более глубоких областях земной сферы.

Тектонический синтез всех имеющихся сейчас материалов очень труден. В связи с этим, следует обратиться к самому понятию геотектоники (или просто тектоники), в чем у нас нет единства мнений. Если давать тектонике краткое определение, то вполне можно ограничиться словами Н. С. Шатского, написанными им в 1947 г.: «... это наука о строении, движениях и развитии земной коры и о структуре и развитии Земли в целом» [17]. В этой формуле найдены совершенно верные соотношения между объектами изучения тектоники: земная кора и Земля в целом. Если бы мы попытались что-нибудь прибавить к определению, например, слово «литосфера», то это ничего не дало бы по сути дела и было бы излишеством. И сам Н. С. Шатский, и тектоническая школа Геологического института Академии наук СССР, которую он возглавлял более четверти века, в своих трудах всегда основывались именно на приведенном выше определении. Почему в нем подчеркнута земная кора? Прежде всего потому, что именно с ней связаны минеральные ресурсы, используемые человечеством.

Тектонике в таком понимании необходим большой комплекс данных, получаемых смежными геологическими дисциплинами, в том числе стратиграфией, магматической геологией, формационным и фаціальным анализом, палеогеографией, планетологией, геохимией. Изучение тектонического строения и развития регионов и планеты в целом практически неосуществимо без использования таких данных.

Но, как известно, существует и иная тектоника — плейттектоника или тектоника литосферных плит. Для ее возникновения ни стратиграфия, ни литология, ни учение о магматизме, да и о структурных элементах и формациях, не говоря уже о планетологии, не были нужны. Это чисто геодинамическое направление. Когда плейттектоника оформилась как научная концепция, то геологические данные стали к ней более или менее успешно привязываться, интерпретируясь нередко как частные осложнения заданной схемы. В частности, если брать океанское дно, то здесь выделяются так называемые внутриплитные деформации, внутриплитный магматизм и т. д.

Из сказанного, однако, отнюдь не следует, что тектоника литосферных плит, взятая на вооружение во многих странах мира и поддерживаемая рядом исследователей в нашей стране, — некое рядовое научное течение. Эта концепция, хотя и с приматом геомеханики над геологией, возникла как достойный отклик знания о Земле на научно-техническую революцию, недавно охватившую мир. Ее исключительное значение состоит в крутом повороте геологического мировоззрения в сторону мобилизма, бурной активизации мысли в направлении признания крупных горизонтальных перемещений масс горных пород, что привело к фактическому переименованию складчатых областей в покровно-складчатые. В нашей тектонике сейчас свободно говорится о дрейфе континентов, спрединге, движении литопластин, расчешуивании геологических комплексов и т. д., т. е. о «материях», которые очень недавно никакой погоды в науке не делали.

Значение этого научного перевооружения очень велико: с одной стороны, оно гораздо ближе подводит нас к истинным природным закономерностям, а с другой — требует пересмотра и изменения подходов при решении задач геологической практики.

Однако, нельзя абсолютизировать плейттектонические идеи и построения, иной раз претендующие на познание глобальной геологии и всеобъемлющее решение геологических проблем. У автора нет сомнений, что основные проблемы геотектоники и геологии в целом не только не исчерпаны, но вообще нерешенных проблем много больше, чем решенных. Более того, не следует опасаться, что геология как наука когда-нибудь перестанет существовать. Нам постоянно не будет хватать знаний о процессах, вещественном составе и строении глубинных областей планеты и в этом смысле геология столь же неисчерпаема, как и другие области естествознания. Естественно, что геотектоника и тектоника литосферных плит («новая глобальная тектоника») вполне могут и должны сосуществовать. И не противоборствовать, а развиваться! Этого развития ждет геологическая практика, которая, кстати, всегда будет критерием истины. Можно предвидеть, что в дальнейшем произойдет сближение идей различных мобилистских течений и это будет означать рождение новой более совершенной тектонической теории.

Общее состояние геологической науки и требования практики в качестве главного направления тектонических исследований выдвигают на ближайшую перспективу изучение основных структур континентов, океанов и переходных между ними зон. Изучать структуры и, конечно, их объяснять. Такое направление материализует геотектонику, в чем она сейчас нуждается, придает ей предметность, нацеливает на ассимилирование всего арсенала геологических и геофизических знаний и тем самым ведет к раскрытию истинных тектонических закономерностей, как региональных, так и глобальных. Наряду с этим, такое направление было и остается наиболее значительным для металлогенического анализа и прогноза поисков месторождений металлических и некоторых неме-

таллических полезных ископаемых, решения проблем нефтегазоносности и угленосности.

Для советских геологов, в поле зрения которых огромная страна, изучение основных тектонических структур земной коры является привычной задачей. Существуют широко известные труды, посвященные древним или молодым платформам, рифтогенным структурам, глубинным разломам и т. д. Но текущий момент имеет две важнейших особенности: во-первых, структурные единицы могут изучаться в масштабе всей Земли, включая океанические области и приокеанические зоны, и, во-вторых, выявлена, как уже говорилось, как общая закономерность, исключительная роль в формировании структур горизонтальных движений. Тем самым открывается возможность придать изучению тектонических структур размах, прежде неведомый геотектонике, и дать толкование явлениям, несравненно более глубоко проникающее в суть вещей, чем прежде.

Взвесив сложившуюся в тектонике обстановку, Междуведомственный тектонический комитет всем организациям, ведущим тектонические исследования в СССР, рекомендовал на 12-ю пятилетку и далее в качестве основного направления следующее: структуры континентов, океанов и переходных зон, их развитие и происхождение; тектонические закономерности размещения полезных ископаемых [9].

Ранее комитет не выдвигал генерального направления исследований общесоюзного значения. Это его первый опыт. Вряд ли можно сомневаться, что реализация этой идеи будет способствовать концентрации сил тектонистов на решении действительно важных проблем науки. Поэтому следует ожидать, что начинание Междуведомственного тектонического комитета встретит широкую поддержку научной общественности.

## I

В отношении континентов обособляются три крупнейших раздела работ. Первый касается структур фундамента древних платформ и соответственно ранних этапов развития земной коры.

В качестве вводных фраз воспользуюсь цитатой из недавней статьи В. И. Шульдинера: «С чего началась геологическая история Земли? Сграничились ли в разрезе земной коры какие-либо свидетельства самых ранних этапов ее развития? С давних пор естествоиспытатели задают эти вопросы. Некоторым из них геологическая история представлялась многократным повторением одинаковых циклов без каких-либо указаний на исходную точку. В своем знаменитом труде «Теория Земли», изданном в 1788 г., Дж. Геттон прямо заявил, что геология не знает ни признаков начала, ни предвестников конца. Другие были настроены более оптимистично: они полагали, что существуют признаки необратимой эволюции Земли, которые позволяют проследить геологическую историю и подойти к начальной стадии формирования планеты. Просто эти признаки пока еще не установлены. Известный финский геолог Я. Седерхольм многие годы посвятивший поискам того начального ложа, на которое легли первые осадки. Но как ни углублялся он в древние формации, всюду в их подошве находились еще более ранние образования» [18, с. 72]. Конечно, со времен Седерхольма геологическая изученность докембрия стала во много раз выше, однако проблема первых этапов развития планеты стоит столь же остро. Мы должны подходить к ней используя весь арсенал знаний о Земле, а конкретными объектами изучения избрать гранулит-гнейсовые и гранит-зеленокаменные области, входящие в состав фундамента древних платформ. Необходимо однозначно выяснить особенности строения тех и других, в частности соотношение гранитогнейсовых куполов с зеленокаменными поясами и тектонические условия гранулитового метаморфизма, раскрыть роль вертикальных и горизонтальных движений в формировании древнейших структур, чтобы в конце концов разработать модели образования основных слоев земной коры.



Все, что к настоящему времени накоплено геологией по поводу ранней истории земной коры, свидетельствует о ее первичном базитовом составе. Тем не менее высказываются и иные взгляды. В пользу первой точки зрения свидетельствует низкое стратиграфическое положение базитовых и ультрабазитовых пород в разрезах древнейших комплексов ряда районов на Земле (например, в Восточной Азии). О том же говорят данные сравнительной планетологии.

Последняя, как известно, ставит своей задачей сравнение по строению и особенностям формирования коры и мантии планет. При очень значительном различии между планетами в этом отношении, настолько существенном, что можно говорить о большой тектонической специфике каждой отдельно взятой планеты, кора планет земной группы не дает указаний на первичность ее сиалического состава. Вообще сравнительно-планетологические исследования сейчас далеко продвинулись, и соответствующая информация все в большей степени пронизывает геологические построения в отношении Земли. При этом выявляется ее большая индивидуальность. Так, значительно большими, чем ожидалось, оказались тектонические различия даже с Венерой, очень близкой к Земле планетой по размерам и массе. Корни этому различию, видимо, надо искать в неоднородности исходного аккреционного вещества.

Здесь мы подходим к очень большой проблеме: существуют ли на Земле признаки первичной неоднородности ее строения? Автор давно уже пришел к мысли о вероятности этого [8]. Так, Тихий океан как геологическое образование, по-видимому, отражает древнейшую первичную неоднородность в строении планеты. В последнее время появились и геохимические работы, в которых допускаются вещественные неоднородности в глубинах Земли огромной древности [19, 20]. Но если считать, что Тихоокеанская область как специфическая первозданна, то нужно признать, что доказанный для противоположного сегмента континентальный дрейф ее не касался. Следовательно, тихоокеанское развитие происходило особым путем, без формирования сиалических масс, здесь шел процесс саморазвития симатической оболочки. Почему континентальный дрейф не коснулся Тихоокеанской области — сложнейшая тектоническая проблема.

Планетологические исследования раскрывают для геологов все более широкие перспективы. Очень любопытно рассмотрение системы Сатурна как неразвившейся Солнечной системы [6]. Такой подход вносит вклад в проработку труднейшего вопроса — восстановление истории вещества в протопланетном облаке и планетах.

Коротко говоря, происхождение земных геосфер и в первую очередь наиболее внешних, с которыми связаны используемые человечеством минеральные ресурсы, представляет собой важнейшую геологическую проблему. В решении этой проблемы, как и прежде, большое место принадлежит тектоническим исследованиям, стержнем которых является тектоника областей распространения древнейших комплексов.

Другой раздел континентальной тектоники — изучение фанерозойских покровно-складчатых сооружений. Детальные тектонические и стратиграфические работы, с хорошей палеонтологической основой и радиологическими датировками, генетическая и структурная расшифровка офиолитов, исследование меланжей и олистостром — все это позволило увидеть, что фанерозойские подвижные пояса, а также тектонические системы и зоны представляют сложнейшие ансамбли покровных, складчатых и чешуйчатых сооружений. При этом выявлено, что срывы происходят на самых разных уровнях, как в коре, так и в более глубоких областях литосферы. Отсюда открылся прямой путь к идее тектонической расчлененности литосферы, состоящей из литопластин, смещенных одна относительно другой по тектоническим поверхностям. Сам факт существования сложнейших покровно-складчатых ансамблей, возникших вследствие тектонического нагромождения (скучивания) литопластин, — ясное свидетельство дифференцированного по скорости движения последних, с возможным возникновением компенсационных зон растяжения в со-

предельных районах. Честь выдвижения этой идеи принадлежит, как известно, тектонистам Геологического института АН СССР и прежде всего А. В. Пейве [14]. Из нее проистекают три существенных следствия. Первое из них касается учета соответствующих построений при геологическом картировании, в особенности крупно- и среднемасштабном. Ранее геологосъемочные работы проводились исключительно с вертикалистских позиций, что не раскрывало подлинной картины геологического строения районов. Второе следствие относится к практике прогнозов и поисков месторождений полезных ископаемых. Теперь известно, что под поверхностными надвигами на стыке покровно-складчатых сооружений и платформенных структур широко распространены крупные месторождения нефти и горючего газа. Но это лишь начало использования новой концепции. Ее в полной мере необходимо приложить к рудным месторождениям, подобно тому, как это в свое время было сделано в отношении глубинных разломов. Наконец, третье следствие заключается в необходимости коренного пересмотра подходов к расшифровке геологической истории регионов. Необходимы палинспастические реконструкции, восстановление структурных форм и их пространственных взаимоотношений на разных этапах истории, предшествующей становлению покровно-складчатых сооружений в их настоящем виде. Это, конечно, в первую очередь тектоническая задача.

В данном случае мы подходим к исключительно актуальной проблеме: каким образом происходило в фанерозое формирование континентальной земной коры? Если считать, что суть этого процесса заключается в формировании гранитно-метаморфического слоя (а с этим трудно спорить, поскольку основные структуры земной коры, океаны и континенты, отличаются в смысле глубинного строения по присутствию или отсутствию такого слоя), то придется заключить, что рост континентальной коры происходит за счет преобразования коры океанического типа. Покровно-складчатые ансамбли с офиолитовыми сериями образовывались в разных районах Земли в течение всего фанерозоя. Следовательно, бассейны с океаническим типом коры существовали в течение всего этого времени. Но где они располагались, каковы были их размеры, какими были их морфометрические свойства, в чем заключается их сходство и различие с современными океаническими бассейнами — все это вопросы, которые только начинают раскрываться.

Над этой областью работают не только тектонисты, но и литологи. В некоторых последних литологических работах на этот счет [15] говорится по сути дела о том, что в домезозойское время океанов на Земле не существовало и эволюция водных бассейнов на планете (конечных водоемов стока) за период протерозой — квартал сводится к последовательности: мелководные морские озероподобные водоемы → эпиконтинентальные моря → эпиконтинентальные краевые моря и океаны [15, с. 30]. Такое представление коренным образом расходится с тектоническими данными. Имеются корректные, аргументированные работы, свидетельствующие о распространении в Сибири раннепалеозойских океанических бассейнов, а в Средней Азии и на Урале — среднепалеозойских. Хорошо обосновывается исчезнувший океан Тетис. Океанические комплексы в течение всего фанерозоя образовывались по периферии Тихого океана. Все это необходимо принимать во внимание. Вообще все современные глобальные тектонические построения по поводу фанерозойской геологической истории планеты включают в себя представления о Пангее, Лавразии, Гондване, Панталассе, Праатлантике и т. д.

Совершенно иной вопрос — были ли сходны вулканогенные, осадочные или вулканогенно-осадочные океанические серии и океанические структурные формы прошлого с современными? В данное время на этот вопрос можно ответить следующим образом. Современные океанические области отнюдь не однотипны. Тихий океан по тектонике, вулканизму, площадному распространению осадков, их характеру и рудоносности не сопоставим с Атлантическим. В то же время последний резко отличается от океанического Евразийского бассейна в Арктике, а также от Красно-

морского, которые также разнятся между собой. Всю эту группу океанических бассейнов можно уложить в ряд: супер-, мега-, мезо- и малые океаны. Соответственно раньше, чем искать аналогии современных океанических бассейнов с бассейнами прошлых эпох нужно отдать себе отчет в том, что именно при этом имеется в виду. Действительно, для океанов прошлого, кроме тихоокеанских окраин, мы не находим признаков супербассейнов, из чего, конечно, никак нельзя сделать вывода об их отсутствии. Но что касается мега-, мезо- и малых форм, то соответствующие признаки обнаруживаются. Однако полного подобия нет, что связано с таким общим фактором, как эволюция океанообразования в фанерозойской истории. Как видно, палинспастические реконструкции подводят к необычайно важным вопросам общегеологического значения.

В этой связи первостепенное значение имеют исследования, направленные на выявление геодинамических обстановок и кинематических процессов в верхних геосферах. Они призваны расшифровать, каким образом происходило формирование покровно-складчатых ансамблей? При этом должен быть использован большой комплекс методов: структурно-геологический, формационный, палеонтологический, палеофлористический, палеомагнитный и др.

Тектонические исследования фанерозойских структур, как и прежде, предполагают создание тектонических карт разных типов, масштабов и назначений. Советская тектоника — признанный авторитет в этой области. Как известно, под ее эгидой составлена Тектоническая карта мира. И было бы ошибкой эту славную традицию отечественной геотектоники вдруг прервать. Однако карты должны модернизироваться, отражая все более углубленно новые тектонические знания о Земле. Аллохтоны, параавтохтоны, относительные автохтоны разной природы и разных порядков — все это должно быть отражено прежде всего на тектонических картах нового типа.

Третий раздел исследований касается современной тектонической активности Земли. Методологической предпосылкой такой работы служит возможность использования данных о современных тектонических явлениях для понимания явлений прошлого, не доводя, конечно, соответствующие сопоставления до крайности. Наряду с этим знание современных тектонических процессов существенно способствует разработке общей теории тектогенеза, а также позволяет лучше ориентироваться в таких областях, как прогноз землетрясений или вулканической активности.

По сути дела эта проблема выходит за рамки материков, является глобальной, но все-таки основные исследования выполняются на континентах. Их можно подразделить на две группы. Первая касается изучения тектонической активности, проявляющейся в новейший исторический период<sup>1</sup>. Основными свидетелями такой активности являются: а) разрывные нарушения и движения по ним того или иного рода; б) тектонические поднятия или опускания; в) дрейф материковых массивов, скорость которого уже начинает выражаться в абсолютном измерении — см/год. В настоящее время для расшифровки тектонической активности Земли важные сведения дают космические исследования. Используя их можно проникать с тектоническими построениями на значительную глубину в литосферу.

Другая группа исследований охватывает более длительный промежуток времени — голоцен. Это нужно для того, чтобы более полно представить современную тектоническую активность, так как некоторые процессы протекают слишком медленно либо с малой интенсивностью и не могут быть выявлены и оценены за десятилетия.

Исследования современной тектонической активности Земли могут быть успешными лишь в случае их тесного комплексирования с геодези-

---

<sup>1</sup> Интервал около 100 лет, когда начали производиться инструментальные измерения.

ей, геофизикой, сейсмологией, вулканологией. Они сопряжены со сложным физико-математическим и техническим аппаратом сбора и обработки данных.

## II

Тектоника океанов — это наиболее молодая область геотектоники. Лишь в 50-х годах она обратила на себя внимание, когда морскими экспедициями начали накапливаться материалы по батиметрии океанского дна. В те годы, или немного позднее, было открыто множество океанских структурных элементов, в том числе единая мировая система срединных хребтов, разломы-гиганты в Тихом океане, разного рода поднятия, а также микроконтиненты. В последующие десятилетия батиметрические карты океанов лишь уточнялись. Глубоководное бурение, начавшееся в 1968 г., дало большой дополнительный материал, необходимый для тектонических построений. Наконец, нарастающим по масштабу потоком, поступал геофизический материал, без которого в тектонике обойтись нельзя.

Совокупность всех данных свидетельствует о том, что в океанах морфологические элементы в общем соответствуют тектоническим, хотя из этого правила имеются исключения. Так, вулканические сооружения (хребты, горные массивы), являясь позитивными формами, не всегда связаны с тектоническим воздыманием, а могут быть наложенными образованиями, имеющими в основании крупные глубинные разломные системы (зоны проницаемости). Например, это относится к хребтам Лайн, Императорскому и многим другим, находящимся как в Тихом, так и в других океанах.

Структурные элементы океанского дна по сравнению с континентальными имеют существенные особенности. Подчеркнем две из них. Во-первых, их отличают очень крупные размеры, хотя и разные. Во-вторых, позитивные и отрицательные структуры океанского дна обычно малоcontrastны из-за плавных переходов между ними. Нередко переходы занимают обширные зоны, и границы между элементами даже условно провести сложно. Обе эти особенности отражают специфику тектонических деформаций в океанической коре. Таким образом, встает проблема зависимости типов тектонических структур от строения земной коры и, вероятно, мантии. Кстати, правомерность такой постановки вопроса подкрепляется и сопоставлением некоторых континентальных структур друг с другом, например древних и молодых плит.

Изменение соотношений мощности слоев океанической коры и ее в целом в случае плавных переходов между структурными элементами может быть связано с латеральным движением глубинных масс: их рассредоточением в одних районах и скупиванием — в других. Однако этого вопроса лучше коснуться в дальнейшем. Сейчас же обратим внимание на то, что при систематике структур особого к себе отношения требуют микроконтиненты. Иногда это ярко выраженные фрагменты континентальных блоков (например, Мадагаскар). В других случаях это могут быть погруженные под воду блоки с измененной в большей или меньшей степени структурой континентальной коры. Они существуют на востоке Индийского океана, в Северной Атлантике, в Арктике и в Тихом океане близ Новой Зеландии. Насколько можно судить, в них произошла деградация гранитно-метаморфического слоя, сопровождавшаяся общим уменьшением мощности коры.

На этих примерах ярко видно, насколько сложны процессы и механизмы движения материала в океанской литосфере и как трудно обойтись при их объяснении упрощенными моделями.

Если касаться дальше структур океанов, то нужно отметить, что с точки зрения их изученности и осмысливания слабым звеном являются разломы. Анализ батиметрических карт свидетельствует о существовании на океанском дне огромного количества разрывных структур, которые группируются в естественные системы разных масштабов. Выявление и анализ таких систем имеет исключительное значение для понимания истинных закономерностей тектонического развития дна океанов.

морского, которые также разнятся между собой. Всю эту группу океанических бассейнов можно уложить в ряд: супер-, мега-, мезо- и малые океаны. Соответственно раньше, чем искать аналогии современных океанических бассейнов с бассейнами прошлых эпох нужно отдать себе отчет в том, что именно при этом имеется в виду. Действительно, для океанов прошлого, кроме тихоокеанских окраин, мы не находим признаков супербассейнов, из чего, конечно, никак нельзя сделать вывода об их отсутствии. Но что касается мега-, мезо- и малых форм, то соответствующие признаки обнаруживаются. Однако полного подобия нет, что связано с таким общим фактором, как эволюция океанообразования в фанерозойской истории. Как видно, палинспастические реконструкции подводят к необычайно важным вопросам общегеологического значения.

В этой связи первостепенное значение имеют исследования, направленные на выявление геодинамических обстановок и кинематических процессов в верхних геосферах. Они призваны расшифровать, каким образом происходило формирование покровно-складчатых ансамблей? При этом должен быть использован большой комплекс методов: структурно-геологический, формационный, палеонтологический, палеофлористический, палеомагнитный и др.

Тектонические исследования фанерозойских структур, как и прежде, предполагают создание тектонических карт разных типов, масштабов и назначений. Советская тектоника — признанный авторитет в этой области. Как известно, под ее эгидой составлена Тектоническая карта мира. И было бы ошибкой эту славную традицию отечественной геотектоники вдруг прервать. Однако карты должны модернизироваться, отражая все более углубленно новые тектонические знания о Земле. Аллохтоны, параавтохтоны, относительные автохтоны разной природы и разных порядков — все это должно быть отражено прежде всего на тектонических картах нового типа.

Третий раздел исследований касается современной тектонической активности Земли. Методологической предпосылкой такой работы служит возможность использования данных о современных тектонических явлениях для понимания явлений прошлого, не доводя, конечно, соответствующие сопоставления до крайности. Наряду с этим знание современных тектонических процессов существенно способствует разработке общей теории тектогенеза, а также позволяет лучше ориентироваться в таких областях, как прогноз землетрясений или вулканической активности.

По сути дела эта проблема выходит за рамки материков, является глобальной, но все-таки основные исследования выполняются на континентах. Их можно подразделить на две группы. Первая касается изучения тектонической активности, проявляющейся в новейший исторический период<sup>1</sup>. Основными свидетелями такой активности являются: а) разрывные нарушения и движения по ним того или иного рода; б) тектонические поднятия или опускания; в) дрейф материковых массивов, скорость которого уже начинает выражаться в абсолютном измерении — см/год. В настоящее время для расшифровки тектонической активности Земли важные сведения дают космические исследования. Используя их можно проникать с тектоническими построениями на значительную глубину в литосферу.

Другая группа исследований охватывает более длительный промежуток времени — голоцен. Это нужно для того, чтобы более полно представить современную тектоническую активность, так как некоторые процессы протекают слишком медленно либо с малой интенсивностью и не могут быть выявлены и оценены за десятилетия.

Исследования современной тектонической активности Земли могут быть успешными лишь в случае их тесного комплексирования с геодези-

---

<sup>1</sup> Интервал около 100 лет, когда начали производиться инструментальные измерения.

ей, геофизикой, сейсмологией, вулканологией. Они сопряжены со сложным физико-математическим и техническим аппаратом сбора и обработки данных.

## II

Тектоника океанов — это наиболее молодая область геотектоники. Лишь в 50-х годах она обратила на себя внимание, когда морскими экспедициями начали накапливаться материалы по батиметрии океанского дна. В те годы, или немного позднее, было открыто множество океанских структурных элементов, в том числе единая мировая система срединных хребтов, разломы-гиганты в Тихом океане, разного рода поднятия, а также микроконтиненты. В последующие десятилетия батиметрические карты океанов лишь уточнялись. Глубоководное бурение, начавшееся в 1968 г., дало большой дополнительный материал, необходимый для тектонических построений. Наконец, нарастающим по масштабу потоком, поступал геофизический материал, без которого в тектонике обойтись нельзя.

Совокупность всех данных свидетельствует о том, что в океанах морфологические элементы в общем соответствуют тектоническим, хотя из этого правила имеются исключения. Так, вулканические сооружения (хребты, горные массивы), являясь позитивными формами, не всегда связаны с тектоническим воздыманием, а могут быть наложенными образованиями, имеющими в основании крупные глубинные разломные системы (зоны проницаемости). Например, это относится к хребтам Лайн, Императорскому и многим другим, находящимся как в Тихом, так и в других океанах.

Структурные элементы океанского дна по сравнению с континентальными имеют существенные особенности. Подчеркнем две из них. Во-первых, их отличают очень крупные размеры, хотя и разные. Во-вторых, позитивные и отрицательные структуры океанского дна обычно малоконтрастны из-за плавных переходов между ними. Нередко переходы занимают обширные зоны, и границы между элементами даже условно провести сложно. Обе эти особенности отражают специфику тектонических деформаций в океанической коре. Таким образом, встает проблема зависимости типов тектонических структур от строения земной коры и, вероятно, мантии. Кстати, правомерность такой постановки вопроса подкрепляется и сопоставлением некоторых континентальных структур друг с другом, например древних и молодых плит.

Изменение соотношений мощности слоев океанической коры и ее в целом в случае плавных переходов между структурными элементами может быть связано с латеральным движением глубинных масс: их рассредоточением в одних районах и скупиванием — в других. Однако этого вопроса лучше коснуться в дальнейшем. Сейчас же обратим внимание на то, что при систематике структур особого к себе отношения требуют микроконтиненты. Иногда это ярко выраженные фрагменты континентальных блоков (например, Мадагаскар). В других случаях это могут быть погруженные под воду блоки с измененной в большей или меньшей степени структурой континентальной коры. Они существуют на востоке Индийского океана, в Северной Атлантике, в Арктике и в Тихом океане близ Новой Зеландии. Насколько можно судить, в них произошла деградация гранитно-метаморфического слоя, сопровождавшаяся общим уменьшением мощности коры.

На этих примерах ярко видно, насколько сложны процессы и механизмы движения материала в океанской литосфере и как трудно обойтись при их объяснении упрощенными моделями.

Если касаться дальше структур океанов, то нужно отметить, что с точки зрения их изученности и осмысливания слабым звеном являются разломы. Анализ батиметрических карт свидетельствует о существовании на океанском дне огромного количества разрывных структур, которые группируются в естественные системы разных масштабов. Выявление и анализ таких систем имеет исключительное значение для понимания истинных закономерностей тектонического развития дна океанов.

Сейчас в качестве главного признается обычно только одно движение — вдоль трансформных разломов. Однако надо сказать, что соответствующие структуры еще далеко не исследованы, особенно если иметь в виду их глубинное строение. Так, например, лишь недавно установлено, что разлом Кейн, пересекающий Атлантику в районе Северного тропика, разделяет разные по химизму провинции океанических базальтов и соответственно служит структурным разделом крупных мантийных неоднородностей [21]. Другой пример крупного разлома столь же важного значения — разлом Мендосино. На основании изучения гравитационных аномалий и структуры коры выяснено, что к югу от этого разлома мощность литосферы на несколько десятков километров больше, чем к северу от него [22]. Подавляющая же масса подобных огромных разломных систем пока не имеет глубинных характеристик. Что же касается их поверхностного строения, то оно отнюдь не однозначно может быть истолковано в смысле учения о трансформных разломах. Разветвленность окончаний разломов-гигантов в центральных тихоокеанских районах и некоторые другие признаки (например, продолжение разломной зоны Элтанин крупнейшей линейной вулканической цепочкой Луисвилль) допускает их активное развитие вне связи с тем, что происходит в гребневой зоне срединных хребтов. Надо думать, что в действительности дело обстоит именно таким образом.

В последние годы сделана попытка воссоздать картину рельефа океанского дна путем измерения гравитационного поля с искусственных спутников. Построена уже мелкомасштабная карта океанского дна по этим данным. На ней в Атлантическом и Тихом океанах отчетливо прослеживаются гигантские линеаменты субширотного простираения, в то время как в Индийском океане они имеют север — северо-восточное и субмеридиональное направления [16]. В чем тут дело — тектоникой еще не объяснено. Важное значение для обсуждения геодинамических и кинематических вопросов в историческом аспекте должен иметь анализ более частных разломных систем, документируемых новыми методами все в большей степени. Они существенны и для углубленного понимания процессов спрединга, которые еще не полностью раскрыты. Сейчас имеется возможность внести некоторую ясность в соотношение понятий «спрединг» и «рассеянный спрединг». Оба эти явления, конечно, реальные. Но термином «спрединг» должны описываться процессы в современных срединно-океанических хребтах, а термин «рассеянный спрединг» вовсе не предполагает таких хребтов, а отражает площадное растяжение в коре, сопровождающееся возникновением многих линейных зон проницаемости. Более того, подобные области растяжения были характерны и для континентальных платформ в эпохи формирования на них трапповых полей.

Другой момент — это сопряженность понятий «спрединг» и «субдукция». В чистом виде теория спрединга должна быть освобождена от этой сопряженности, ибо процесс субдукции не есть нечто беспорное.

Очень крупный и важный раздел тектонических исследований в океанах касается выяснения соотношений особенностей магматизма и тектоники. Проблема ставится даже более широко. Имеется в виду углубленное изучение состава и строения 2-го и 3-го слоев океанической коры и верхов мантии, выявление и сопоставление петрохимических и геохимических провинций с тектоническими районами и геофизическими полями. Такие исследования обеспечивают конкретизацию представлений о вещественных и структурных неоднородностях в глубинных геосферах как в вертикальном, так и в латеральном направлении. Отсюда создается возможность эмпирического, а не абстрактного подхода к выявлению внутримантийных процессов, контролирующих магматизм, структурообразование, геодинамику и кинематику литосферных масс.

В таком понимании эта проблема впервые была поставлена в Советском Союзе. Теперь прошло уже несколько лет, как проводятся соответствующие исследования, и публикуемые работы свидетельствуют об их большой перспективности. Хотелось бы обратить внимание на одно об-

стоятельство. В геодинамике широко используется представление о глобальных конвективных ячеях в земных недрах, являющихся движущим механизмом тектогенеза на Земле. Выявление глубинных неоднородностей, вещественных и структурных, позволяет считать, что движение материала внутри земного шара чрезвычайно сложное и что конвективные системы по масштабу весьма неодинаковы и могут располагаться на совершенно различных уровнях. Наиболее обычное состояние земных глубин в этом смысле — неупорядоченность и, если можно так сказать, неуравновешенность. Расположение таких систем в пространстве нерегулярное. Лишь в отдельные эпохи возникают конвективные импульсы особенно крупного порядка. С ними, вероятно, и связаны тектонические диастрофизмы, охватывающие более или менее значительные области планеты. Однако определенное воздействие на тектогенез оказывают также действующие на Землю внешние (космические) силы. Сочетание тех и других сил настолько усложняет тектонические процессы, что в итоге структурный план земной поверхности приобретает черты асимметрии или просто неправильности. По-видимому, из этого следует исходить, если искать причину образования, например, Атлантического океана в том месте, где он возник, или столкновения Индии именно с Тибетом и т. д. и т. п.

Сложнейшей проблемой остается появление на Земле и в первую очередь в океанических областях в позднем мезозое и кайнозое колоссальных масс базальтов. Это в полном смысле тектоно-магматическая проблема. Проведенные исследования позволили выявить некоторые весьма важные тектонические условия излияния базальтов как на континентах, так и в океанах. Общей геодинамической предпосылкой является возникновение обстановки растяжения, раздвигания литопластин, что создает возможность проникновения кверху из пластообразной маловязкой массы базальтовых расплавов. Непосредственным свидетелем такого растяжения является своеобразный комплекс «дайка в дайке», развитый на больших площадях [4]. Исходя из этого представления, очевидно, нужно делать следующий шаг, расчленив базальтоиды на естественные абсолютные массы, сопоставить эпохи их наиболее мощного излияния с тектоническими эпохами, когда происходило формирование покровно-складчатых сооружений. Первые прикидки показывают, что по крайней мере для позднеюрского — раннемелового, среднемелового и позднемелового — раннекайнозойского времени корреляция намечается. Этим, конечно, проблема не исчерпывается, так как тотчас же возникает вопрос, а каким образом обстояло дело в другие временные интервалы фанерозоя? Не является ли мезозойско-кайнозойское время в этом смысле уникальным? Встает и другой вопрос: чем объяснить, что условия растяжения на огромных площадях Земли охватывали тонкую земную сферу, ограниченную снизу в общем близким уровнем глубинности? По-видимому, в данном случае необходимо привлечь теоретические разработки о хрупких деформациях, вязкопластическом течении и геологических свойствах пород в связи с меняющимися условиями температур и давлений. Таким образом, становится необходимым проведение соответствующих физических экспериментов.

Нам остается коснуться последней очень важной темы — тектонических движений в литосфере океанов, которая по мере проведения морских исследований становится все более актуальной.

В отношении вертикальных движений с амплитудами, измеряемыми километрами, дело обстоит достаточно ясно. Однако публикаций, содержащих не только их констатацию, но и причинный анализ, крайне мало. В то же время трудно сомневаться, что развитие работ в этом направлении принесет важные данные о тектонических процессах в океанах. Вертикальные движения в океанах реконструируются разными методами, но особенно наглядно путем изучения разрезов осадочного слоя. Мелководные серии обнаруживаются на больших современных глубинах; и наоборот, на некоторых островах глубоководные отложения оказываются поднятыми выше уровня океана. Поднятия и впадины, как правило, отли-



чаются по составу и мощностям слагающих их отложений. Проведенные в северо-западной области Тихого океана сопоставления [11] показали, что подобные различия имеются и между отдельными абиссальными впадинами, откуда открывается возможность изучения индивидуальных черт их геологической истории. Чрезвычайно перспективно изучение под этим углом зрения впадин, лежащих по обе стороны Срединно-Атлантического хребта. Его результаты будут очень полезны для понимания особенностей тектонического развития молодого (вторичного) океана.

Но есть более широкая проблема в отношении вертикальных движений океанского дна: его общее значительное опускание, особенно на протяжении последней сотни миллионов лет. Должна существовать связь между этим процессом и растяжением дна, о котором говорилось выше, а также с орогенезами в континентальных областях.

Открытием советских экспедиций за последний период является обнаружение горизонтальных или субгоризонтальных движений внутрилитосферных пластин в океанах. Это стало возможным благодаря: а) установлению типового нормального разреза земной коры под океанами, что позволило судить о характере тектонических нарушений в случае обнаружения в разрезах перевернутого залегания пород; б) выявлению современными сейсмическими методами сложной внутренней структуры твердой коры под океанами; в) обнаружению в соответствующих районах прямых признаков тектонизации пород; г) выявлению в офиолитовых сериях чешуйчатого строения, сформировавшегося в палеоокеанических условиях. На этот счет имеется ряд публикаций [1, 3, 7, 10, 12]. Механизмом скучивания литопластин можно объяснить утолщения коры в океанических поднятиях и начальный этап становления океанических островных дуг. Твердопластическое субгоризонтальное перемещение глубинных масс в недрах срединных хребтов, сопровождаемое срывами, позволяет по-новому воспринимать их геологическую историю, в том числе и миграцию в их пределах спрединговых осей. Пологие тектонические перекрытия в абиссальных районах раскрывают исключительную сложность процесса развития океанической коры.

Резюмируя, можно сказать, что изучение тектонических деформаций в океанском ложе не оставляет никаких иллюзий в отношении жесткости, монолитности, структурной целостности и реологической однородности занимающих колоссальные пространства «океанических плит» (Западно-Тихоокеанская плита и пр.), способных, как единый кусок скорлупы, перемещаться на расстояния, измеряемые многими тысячами километров. Отчетливо видно, что необходимо совершенствование идеи горизонтального перемещения крупных массивов внутриокеанических структур.

### III

Структуры приокеанических зон (граница океан — континент) привлекают в последние десятилетия пристальное внимание, особенно в связи с их огромным геолого-экономическим значением. Последнее подчеркивается все возрастающим объемом добычи здесь нефти, которая уже близка к одной трети ее мировой добычи. Хорошо известны связанные с этими районами крупные рудные месторождения, в том числе россыпи дорогостоящих и дефицитных полезных ископаемых.

Тектонически приокеанические зоны, в пределах которых происходит сочленение океанской и материковой литосфер, построены очень различно.

Для запада Тихого океана и других особо активных районов его периферии на первый план выдвигается вопрос о тектоническом строении сейсмофокальных зон, разработка которого позволит не только сказать новое слово в тектонике, но и существенно приблизит к раскрытию закономерностей проявления сейсмичности в этих весьма сейсмоопасных областях. Стоит отметить, что в почти уже шестидесятилетней истории изучения таких зон важную роль играли работы К. Вадатти, С. Виссера, А. Н. Заварицкого, Х. Бениофа. В связи с этим едва ли справедливо име-

новать подобные зоны чьим-либо именем. Правильнее было бы называть их просто СФЗ — сейсмофокальные зоны (SFZ, подобно MORB<sup>2</sup> и т. п.). Позже упомянутых авторов СФЗ изучались и продолжают изучаться многими сейсмологами, однако геологи к этому вопросу еще не подошли, чему свидетельствует отсутствие хотя бы одной посвященной им монографии геологического содержания. В частности, большое внимание должно привлечь расположение очагов землетрясений разной магнитуды в трехмерном пространстве, откуда можно будет сделать существенные геологические выводы о внутреннем строении СФЗ, не связывая себя единственно геометрическим подходом, как это обычно практикуется. В качестве исходного положения для тектонического анализа полезно принять естественную мысль о столкновении и сложном взаимодействии океанической и континентальной литосфер, с развитием на разных глубинных уровнях взаимопроникающих надвиговых и поддвиговых структур, а также процессов подтока и оттока мантийных масс на горизонтах, где вязкость существенно снижается. Состав материковой коры и литосферы в целом, их внутреннее строение, а также мощность и геодинамическое состояние обуславливают общий наклон зоны сочленения под континент. Однако конкретно это еще не раскрыто, и здесь предстоит большая работа.

Тектонические исследования континентальных окраин западно-тихоокеанского типа имеют и другой важный аспект. В настоящее время в теоретической тектонике весьма остро стоит вопрос о состоянии учения о геосинклиналях. Имеется точка зрения, рассматривающая это учение как пережиток прошлого, от которого необходимо быстро освободиться, перейдя на представления тектоники литосферных плит. По другому взгляду, этого делать не следует, так как геосинклинальный процесс представляется как объективно существующий. Искать решение проблемы — актуальнейшая задача, ибо от этого зависит мировоззренческая основа современной и будущей геологии, со всеми вытекающими отсюда последствиями для геологической практики. Основной путь в этом исследовании лежит через сравнительное изучение формаций и структур, принадлежащих древним подвижным поясам (занимающим ныне внутриматериковое положение), окраинно-материковым зонам типа западнотихоокеанских и океанам.

Если иметь в виду континентальную окраину на востоке СССР, то в последний период получены существенные данные [5, 13], подтверждающие, что во времени здесь происходило разрастание континента, хотя процесс этот тектонически был сложным из-за «вмешательства» мощных деструктивных явлений.

Так или иначе, но в данном случае мы подходим к аккреции материковой коры автохтонным путем, т. е. за счет преобразования океанической коры в сиалическую, в отличие от аллохтонного пути, который обуславливается столкновением континентальных масс в результате их дрейфа. Соотношение того и другого пути для фанерозойской геологической истории недостаточно выяснено, но уже ясно, что ни одна из двух точек зрения на учение о геосинклиналях не может быть полностью принята.

Важнейшие проблемы стоят и при изучении так называемых пассивных окраин континентов. Здесь на первое место выдвигаются прилежащие к СССР окраины Северного Ледовитого океана, где главное внимание необходимо обратить на шельфовые моря и материковые склоны, с которыми сопряжены обширные осадочные бассейны. Шельф Арктики, по его площади, явление, уникальное на Земле, и в этом смысле окраины Северного Ледовитого океана не похожи на окраины атлантического типа. Тем не менее тектоническая специфика арктической материковой окраины еще не обратила на себя внимания в должной степени и поэтому фактически не подчеркивалась.

---

<sup>2</sup> Mid-Oceanic Ridge Basalt.

Выше были названы и прокомментированы актуальные тектонические проблемы применительно к континентам, океанам и переходным между ними зонам в том виде, как их понимает автор. Возможно, что могут быть и другие подходы, однако корректными будут лишь те из них, которые имеют тектоническую основу и только ее. Тектонику как область научного знания нельзя ни отменить, ни подменить, поскольку предмет ее исследований реален и конкретен, а что касается исчерпания знаний по этому предмету, то вряд ли может наступить время, когда человечество осмелится заявить, что больше о тектонике Земли знать нечего.

В ходе изложения обсуждавшихся проблем, как правило, подчеркивалось их общее значение. Поэтому сейчас нет необходимости специально останавливаться на общетектонических проблемах, тем более что перечень их недавно был опубликован [9].

Была речь также и о связи тектонических проблем с геологической практикой. Тем не менее в заключительных строках снова хотелось бы подчеркнуть непреходящее значение выяснения тектонических закономерностей размещения и условий образования полезных ископаемых и обратить внимание на всемерное развитие работ в этом направлении.

Автор надеется, что в данной статье нет какой-либо *idée fixe*, но именно так она и была задумана. Что же касается мобилистского направления мысли, то в наши дни оно уже не может рассматриваться как нечто экстравагантное, ибо отражает реальные природные тектонические процессы.

#### Литература

1. Богданов Н. А. Геология раздела Мохоровичича.— В кн.: Проблемы тектоники земной коры. М.: Наука, 1981, с. 7—13.
2. Вернадский В. И. Химическое строение биосферы Земли и ее окружения. М.: Наука, 1965. 374 с.
3. Книппер А. Л. Движения австрийской фазы в океанической коре Тетиса: характер проявления, последствия и возможные причины.— Геотектоника, 1985, № 2, с. 3—15.
4. Куренков С. А., Перфильев А. С. Дайковые комплексы и их тектоническая интерпретация.— Геотектоника, 1984, № 5, с. 3—14.
5. Мазарович А. О. История тектонического развития Южного Приморья в палеозое и раннем мезозое. М.: Наука, 1985, 101 с.
6. Николаева О. В. Через систему Сатурна — к истории вещества планет.— Природа, 1985, № 4, с. 63—71.
7. Пейве А. В. Геология раздела Мохоровичича.— В кн.: Проблемы тектоники земной коры. М.: Наука, 1981, с. 7—13.
8. Пуцаровский Ю. М. Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли. М.: Наука, 1972. 222 с.
9. Пуцаровский Ю. М. Основные направления тектонических исследований в СССР на 1986—1990 гг.— Геотектоника, 1984, № 4, с. 3—5.
10. Пуцаровский Ю. М., Ельников И. Н., Перфильев А. С. Новые данные о глубинном строении Срединно-Атлантического хребта на 20° ю. ш.— Геотектоника, 1985, № 6.
11. Пуцаровский Ю. М., Меланхолина Е. Н. Тектоника северо-запада Тихого океана.— Геотектоника, 1981, № 1, с. 5—18.
12. Пуцаровский Ю. М., Меланхолина Е. Н., Савельева Г. Н., Разницын Ю. Н. Тектоника и магматические породы центральной области Тихого океана.— Геотектоника, 1984, № 2, с. 3—22.
13. Рихтер А. В. Тектоническое развитие Сахалина в мезозое: Автореф. канд. дис. М.: Геол. ин-т АН СССР, 1985. 23 с.
14. Тектоническая расслоенность литосферы. М.: Наука, 1980. 216 с.
15. Тимофеев П. П., Холодов В. Н. Эволюция бассейнов седиментации в истории Земли.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1984, № 7, с. 10—30.
16. Франшто Ж. Океаническая кора.— В мире науки, 1983, № 11, с. 44—59.
17. Шатский Н. С. Избранные труды. Т. IV. М.: Наука, 1965. 398 с.
18. Шульдинер В. И. Свидетели ранней истории Земли.— Природа, 1985, № 3, с. 72—79.
19. Davies G. F. Geophysical and isotopic constraints on mantle convection and interim synthesis.— J. Geophys. Res., 1984, B89, № 7, p. 6017—6040.
20. Hart S. R. A large-scale isotope anomaly in the Southern Hemisphere mantle.— Nature, 1984, v. 309, № 5971, p. 753—757.
21. Langmuir C. H., Bender J. F. The geochemistry of oceanic basalts in the vicinity of transform faults: observations and implications.— Earth and Planet. Sci. Lett., 1984, v. 69, № 1, p. 107—127.
22. Tomoda Y., Fujimoto H., Matsumoto T. Thickness difference of the lithosphere at the fracture zone and horizontal driving force of the plate.— J. Phys. Earth., 1983, v. 31, № 3, p. 173—181.

УДК 551.241

СУВОРОВ А. И.

**ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ДЕЛИМОСТЬ ЛИТОСФЕРЫ:  
ПРОБЛЕМЫ И ПЕРСПЕКТИВЫ ИЗУЧЕНИЯ  
СТАТЬЯ ПЕРВАЯ.****ХАРАКТЕРИСТИКА ФОРМ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ДЕЛИМОСТИ**

Дана обобщающая характеристика тектонической делимости литосферы — основные определения, методы исследования, рисунки делимости в плане и вертикальном разрезе. Выявлены наиболее распространенные системы разломов и обусловленная ими делимость нескольких типов и порядков.

**ВВЕДЕНИЕ**

Уже давно известно, что поверхность Земли испещрена разного рода разломами, мелкими разрывными нарушениями и множеством трещин. Все эти элементы структуры, по-разному ориентированные, морфологически выраженные и имеющие разное происхождение, расчленили литосферу на столь же огромное количество многообразных по форме, размерам и степени деформированности глыб, блоков, линз, чешуй и других объемов горных пород, каждый из которых характеризуется определенным вещественным составом, механизмом образования, имеет свою историю, а в целом они все являются фоном, на котором происходит образование и разрушение месторождений полезных ископаемых. Выяснение их морфологических особенностей, закономерностей распространения, структурных, генетических и парагенетических связей при процессах формирования литосферы является задачей безусловно актуальной.

Внимание на разломы обращалось уже в прошлые века, а в XX в., особенно начиная со второй его половины (после известных работ А. В. Пейве), исследования разломов приобретают систематический характер. Только за последние 30—40 лет в нашей стране и за рубежом в итоге специального изучения разломов земной коры разными методами было опубликовано свыше 5000 статей и монографий, в которых затрагивались многие стороны этой проблемы, съемками же и картированием разломов в настоящее время практически охвачена вся поверхность планеты, включая акватории океанов. Многие геологи посвятили свой труд разработкам проблемы разрывно-глыбовых деформаций коры, и сейчас их усилиями создано интересное, важное и нужное для науки и практики направление в тектонике, которое смело можно назвать учением о тектонической делимости литосферы.

**ОПРЕДЕЛЕНИЕ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ДЕЛИМОСТИ**

Широко распространенное свойство горных пород и литосферы в целом распадаться под влиянием внутренних напряжений или внешних сил на отдельные части получило самое разнообразное толкование.

Известен, например, термин «делимость» [1], под которым понимается способность горной породы раскалываться по определенным поверхностям, какими являются спайность, плоскости межзернового проскальзывания и т. д. Этот термин близок ряду других обозначений мелких и мельчайших тектонических форм, как сланцеватость, кливаж, будинаж, вторичная расслоенность и т. п., образующихся в пределах одного слоя или пласта и связанных либо с невидимыми простым глазом внутрипородными плоскостями, либо с трещинами, вдоль которых перемещения очень незначительны или вовсе отсутствуют.

Иное содержание имеет термин И. И. Чебаненко [22] «тектоническая делимость земной коры». Структурным выражением тектонической делимости этот автор считает трещиноватость в широком понимании, начинающуюся с мелких трещин отдельностей и заканчивающуюся региональными разломами, и отождествляет ее в смысле повсеместности с планетарной трещиноватостью С. С. Шульца [23].

Нетрудно видеть, что здесь объединены две категории совершенно разнородных структурных элементов, одну из которых еще в 30-х годах Р. Зондер назвал «специальной трещиноватостью», беспорядочно формирующейся внутри отдельных тектонических структур, а вторую — «линеamentной трещиноватостью», которая образует, по его мнению, правильную геометрическую сетку и является первичной особенностью строения земной коры.

По-видимому, из определения «тектоническая делимость земной коры» следует исключить отдельности и трещины отдельности, которые стоят ближе к мелким формам делимости, в понимании Г. Д. Аджирея, и не имеют никакого отношения к собственно разломам и тектонической делимости в прямом смысле. Как мне представляется, сюда должны войти лишь более крупные объемные формы, такие, как глыба, блок, горст, грабен, тектоническая пластина, покров, чешуйчатые образования и т. д., которые генетически связаны как с локальными, так и с региональными дизъюнктивными нарушениями и охватывают значительные части разреза земной коры внутри складчатых и платформенных областей.

Еще одно значение делимости под названием «основная делимость земной коры» мы находим у В. В. Белоусова [2, с. 323—326], которая связывается с существованием в земной коре первичных глубинных разломов (глубинных взрезов), т. е. вертикальных тектонических разрывов большого протяжения, очень большой глубины, пронизывающих земную кору и часть мантии и имеющих весьма длительную историю; разделенные этими разломами крупнейшие блоки в течение геологических периодов и даже эр колеблются относительно друг друга. Делимость понимается В. В. Белоусовым уже в планетарном масштабе и, учитывая другие данные, в эту категорию помимо протяженных глубинных разломов нужно включить линеаменты в первоначальном их значении [25], некоторые тектоногены [24], а также такие крупнейшие ареальные формы, как геоблоки [9], разного рода литосферные плиты и т. д.

Будучи совершенно разными по смыслу, все перечисленные термины и определения делимости вместе с тем (с указанными поправками) довольно удачно характеризуют процесс тектонического расчленения горных пород и литосферы на трех основных уровнях организации вещества планеты: минерально-породном, структурно-региональном и структурно-планетарном.

Дальнейшее изложение будет касаться в основном тектонической делимости двух последних уровней, т. е. разломов, их систем и множества ограниченных разломами различных по составу, форме, величине и подвижности блоков и пластин, которые, по образному выражению А. В. Пейве [12, с. 65], придают земной коре до глубин 30—50 км характер «гигантской, планетарного масштаба тектонической брекчии».

### **РЕГМАТИЧЕСКАЯ СЕТЬ КАК ОСНОВА ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ДЕЛИМОСТИ**

Составляющие регматическую сеть разломы земной коры выявляются, как известно, наземной геологической съемкой, геофизическими исследованиями и фотографированием земной поверхности из космоса. К настоящему времени получена обильная информация о сети разломов и линеаментов, составлены многочисленные и разнообразные карты этой сети как по территории СССР, так и по многим зарубежным регионам. Это позволяет подойти к анализу тектонической делимости литосферы на количественной основе. Вместе с тем обилие фактического материала, нередко неоднозначного и противоречивого, одновременно и затрудняет решение этой проблемы.

Дело прежде всего в том, что получаемые разными методами исходные данные о разломах и их пространственном рисунке качественно различны.

Наземная геологическая съемка, эффективно используемая в горных областях и вообще на открытых территориях, наиболее объективно выявляет местоположение и многие основные параметры разломов — их морфологию, наклоны сместителя, амплитуды перемещения крыльев, естественные группировки, соотношения разломов с тектоническими структурами и т. д. Разломы вырисовываются как двухмерные дизъюнктивные поверхности с углами падения от 0 до 90°, сопровождаемые катаклизмом и разнообразными приразломными деформациями. Однако данные о разломах, к сожалению, ограничиваются верхними видимыми горизонтами литосферы, тогда как прямых наблюдений за характером поведения разломов на закрытых территориях и тем более в глубинных слоях наземная геологическая съемка не обеспечивает.

Геофизические исследования, казалось бы, восполняют недостающее звено в изучении разломов, но сущность этих последних, по этим исследованиям, уже иная. Разломы — это уже не поверхности, а преимущественно трехмерные субвертикальные линейные зоны совмещенных дизъюнктивных и пликативных деформаций, имеющие длину, ширину и глубину и выраженные полосами сгущения гравимагнитных аномалий, зонами больших градиентов силы тяжести (гравитационных ступеней), резких изменений магнитного поля, затухания сейсмических волн, скачков граничных скоростей, разрывов и смещений сейсмических границ и т. д.

По размерам они отвечают лишь некоторым категориям наиболее крупных глубинных разломов, линеаментов и геотектоногенов, которые также объединяют в себе многие дизъюнктивные и пликативные дислокации и представляют собой сравнительно широкие линейные зоны. Но в локальных и региональных полях качественные различия «геофизических» и «геологических» разломов почти повсеместны. «Таким образом, трех- или двухмерность, субвертикальность или многообразие углов наклона — вот наиболее существенные расхождения геологической и геофизической моделей глубинных разломов» [4, с. 20].

Сказанное можно проиллюстрировать примером изучавшейся мною Успенско-Тектурмасской деструктивной зоны Центрального Казахстана. В геофизических полях эта зона выражена двумя рядами экстремумов значений силы тяжести, разделенных большими градиентами, и в подошве коры представляет собой широкую и протяженную впадину. По геологическим же данным здесь известно до шести продольных структурно-фациальных зон, несколько разновозрастных разломов (один офиолитовый, два гранитоидных, два-три вулканогенных и большое количество в разной степени смятых и метаморфизованных тектонических моноклиналей и чешуй).

Проведенное нами в соавторстве с геофизиками [4] прямое сопоставление «геофизических» и «геологических» разломов на примерах территории СССР показало разную степень их пространственной совместимости (рис. 1). В одних случаях разломы при одинаковом простирании значительно (до  $\pm 50$  км) «отскакивают» друг от друга. В других они очень близко совпадают и субпараллельны; в этих случаях земная кора оказывается расчлененной на серию удлиненных блоков, ступенчато погружающихся от поднятий к депрессиям, например вблизи Копетдагского разлома или на северном борту Прикаспийской синеклизы. В третьих разломы также совпадают, но накладываются друг на друга под острыми углами, что чаще всего наблюдается в районах с широким проявлением горизонтальных сдвигонадвиговых перемещений (Малый Кавказ, Успенско-Спасский пояс Центрального Казахстана, южные склоны Алданского щита и т. д.). В четвертых случаях, наконец, отмечается полное несовпадение трасс «геофизических» и «геологических» разломов, когда они пересекаются под углами от 45 до 90° (Кавказ, Западный Тянь-Шань, Камчатка).

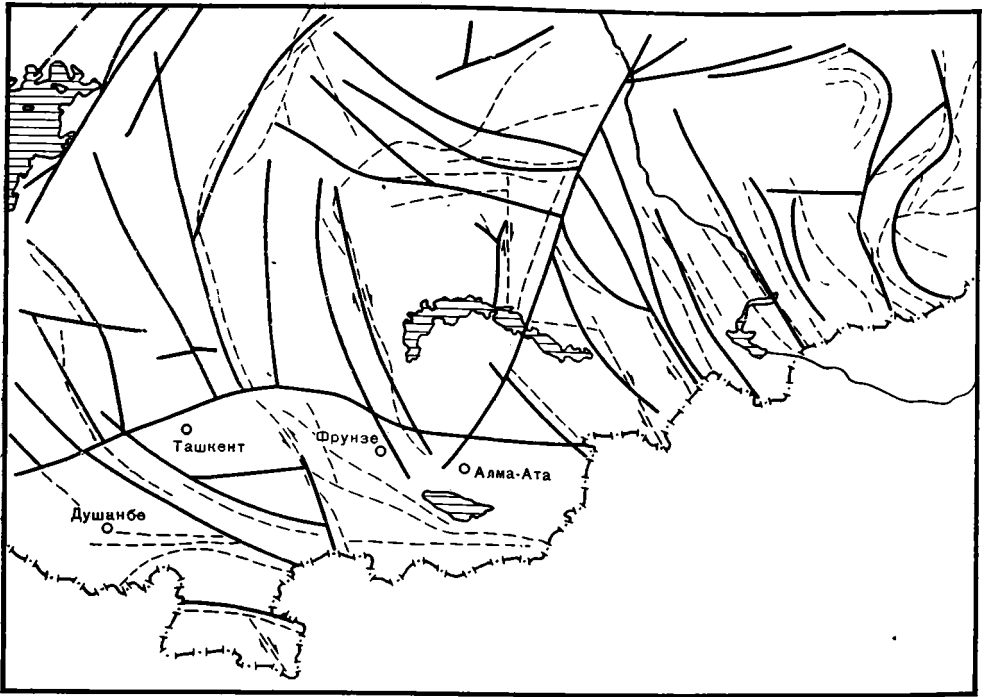


Рис. 1. Сопоставление «геофизических» и «геологических» разломов территории Средней Азии и Казахстана [4]. Сплошные линии — «геофизические», пунктирные — «геологические» разломы

Фотографирование поверхности Земли из космоса позволило получить за последние 15—20 лет наиболее обширную информацию о линейных элементах структуры земной коры, называемых линеаменами, или фотолинеаменами.

Изображаемая на картах многих районов мира линеаментная сеть обладает исключительно высокой плотностью и множеством направлений, чего нельзя увидеть ни на одной геолого-геофизической или тектонической карте.

Как это сейчас хорошо выяснено, природа линеаментов весьма многообразна. Одни из них обязаны влиянию экзогенных факторов (в том числе деятельности человека), другие обусловлены эндогенными процессами. Кроме линеаментов, отвечающих разломам и разного рода эндокинетическим трещинам, в классе эндогенных линеаментов различаются линеаменты, связанные со стратиграфическими контактами, литологическими границами или с краями линейных складчатых форм.

Лучше всего на космоснимках выражены новейшие разломы, подчеркнутые современными формами неотектонического рельефа и обусловленные явлениями растяжения земной коры, тогда как разломы сжатия наименее отчетливы.

Общая же картина пространственного рисунка сети линеаментов, получаемая дешифрированием космоснимков, не очень устойчива, не стабильна. Она различна на снимках, сделанных с разных спутников; существенно изменяется с переходом от одного масштаба к другому; принимает меняющуюся рисовку в зависимости от времени года съемок; наконец, не бывает совершенно одинаковой для одних и тех же районов в интерпретации разных исследователей.

В горных районах часть линеаментов в точности совпадает с разломами; закартированными наземными съемками (Талассо-Ферганский разлом в Средней Азии, граница Гималаев и Индостанской платформы, разлом Сан-Андреас в Калифорнии). На закрытых платформенных структурах многие линеаменты повторяют трассы «геофизических» разломов, выраженных гравимагнитными градиентами, например по юго-

западному борту Саратовской ветви Пачелмского прогиба, на п-ове Индостан от южного борта Куддапахской впадины до западного побережья и др. Некоторые линеаменты маркируются линейными геоморфологическими контурами, возможно, отвечающими разломам (Южная Европа, север Англии).

Наряду с этим значительная часть линеаментов никак не совмещается с разломами, которые были бы подтверждены при наземных работах. Несоответствие генерального рисунка, видимого на мелкомасштабных космоснимках, и поверхностной геологической структуры отмечается, например, для Тянь-Шаня, Восточного Кавказа [6, 11], в ряде районов Европы [26] и т. д.

Следует иметь в виду, что это несоответствие может быть обусловлено различиями глубинных структурных планов (на чем мы остановимся ниже), однако при этом не исключаются случаи полного несовпадения линеаментов ни с «геологическими», ни с «геофизическими» разломами.

Очевидно, линеаменты по космоснимкам в недифференцированном виде не могут использоваться для выяснения характера тектонической делимости литосферы, а космические снимки не могут служить единственным источником информации о регматической сети. Однако они существенно облегчают задачу обнаружения и уточнения местоположения конкретных разломов, а также определения в связи с геологическими и геофизическими данными их наиболее важных параметров.

### ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ДЕЛИМОСТЬ, ИЗОБРАЖАЕМАЯ В ПЛАНЕ

Тектоническая делимость, видимая на дневной поверхности, определяется группировками или системами крупных разломов и мелких дизъюнктивных нарушений и закономерностями их пространственного расположения.

Выявление систем разломов в регматической сети континентов представляет до сих пор сложную и еще недостаточно разработанную проблему.

Предложено несколько принципов для объединения разломов в системы. Наиболее распространен геометрический принцип, в соответствии с которым выделяются участки с разными рисунками разломов, с разным количеством их направлений (одно, два, три и более), с разной плотностью и т. д. При этом возможно многообразие субъективных подходов к геометрическому анализу регматической сети, отчего намечаемые системы разломов в конечном итоге оказываются далеко не всегда идентичными и геологически понятными как в региональных, так и в глобальном масштабах. Известно, например, несколько интерпретаций общего рисунка планетарной сети или ее отдельных сегментов, существенно отличающихся одна от другой [18].

Второй принцип — геодинамический — связывает пространственный рисунок разломов того или иного морфологического типа с напряжением разного знака и порядка — горизонтальным и вертикальным, планетарным, региональным и местным, наконец, их комбинациями.

К геодинамическому принципу близко примыкает кинематический, на основе которого устанавливаются группировки разломов, исходя из направленности перемещений их крыльев. Выделяются, например, системы левосторонних и правосторонних сдвигов соответственно северо-восточного и северо-западного простираний. Характерны также системы сдвиг — надвиг (динамопары разломов) или сдвиг — надвиг — раздвиг, сброс — раздвиг и т. д.

Наконец, еще один, морфоструктурный принцип позволяет сопоставлять рисунки разломов с их положением на конкретных тектонических структурах. Давно установлено, например, что поверхностные рисунки разломов складчатых областей и платформ резко различны. Также отличаются системы разломов на поднятиях и в депрессиях внутри этих



единиц. Неодинаковы они и на сравнительно мелких формах — антиклиналях, синклиналях, куполах и т. д.

Чтобы представить достаточно полную и закономерную картину деструктивно-глыбового строения крупных сегментов земной коры, необходимо использование, очевидно, всех перечисленных принципов анализа регматической сети. Соответственно этому системами разломов мы называем закономерные пространственные группировки взаимно связанных разломов, возникшие в пределах тех или иных структурных элементов земной коры в условиях свойственной именно этим элементам геодинамической обстановки [8, 16]. Близкое определение систем разломов сделано и Ю. А. Косыгиным.

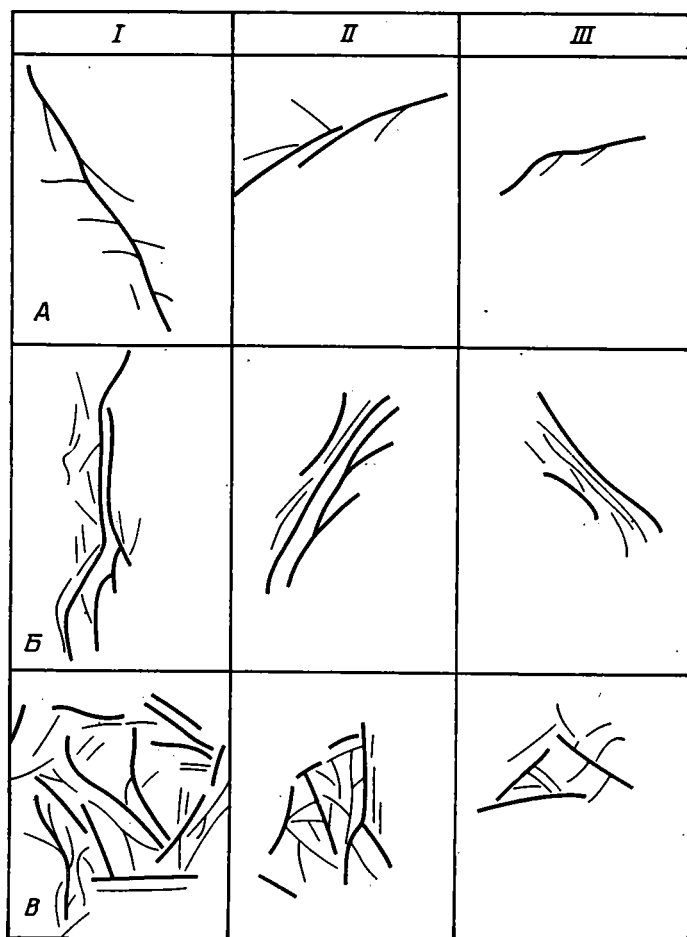


Рис. 2. Принципиальная схема строения систем разломов в плане: А — шовных, Б — полосовых, В — ареальных, I, II и III порядков

В регматической сети континентов отчетливо выявляются три класса систем разломов: линейные (шовные), полосовые и ареальные, отвечающие соответственно зоне, поясу и провинции (рис. 2).

Шовные системы обычно отделяют одни структурные элементы от других и захватывают их краевые части. Они состоят из одного-двух главных субпараллельных разломов и множества дополнительных, под разными углами оперяющих первые. Таковы, например, системы Таласо-Ферганская, Монголо-Охотская и другие, более мелкие. Одни из систем прямолинейные, другие дугообразные, третьи зигзагообразные или еще более сложной, извилистой в плане формы. Структурные же рисунки либо остроугольно-перистые (сдвиговые), либо перисто-веерообразные,

линзовидные и петельчатые (сдвигонадвиговые и надвиговые), либо субпараллельно-кулисные (сбросовые и сбросораздвиговые).

Многочисленные комбинации нарушений низких порядков с разнообразными рисунками в плане предопределяют возникновение в шовных зонах тектонической делимости первого типа.

Полосовые системы значительно шире шовных. Они могут охватывать целые складчатые пояса и включать в себя по несколько сопряженных шовных систем. Их отличительная особенность — большая длина, во много раз превышающая ширину, и преобладающее развитие крупных продольных разломов. Чаще всего они бывают двух очертаний — прямые (как, например, Уральская система) и дуговые (Кокчетав-Улутау-Северо-Тянь-Шаньская система). Структурные же рисунки внутри них выражены остроугольно-перекрестным, ромбическим, линзовидным, субпараллельным, а иногда и более беспорядочным расположением дополнительных разломов нескольких генераций.

План расположения глыбовых структур в полосовых системах существенно отличается от структурного плана шовных систем и составляет второй тип тектонической делимости литосферы.

Ареальные системы образованы наиболее многочисленными разломами, которые вытянуты не в одном или двух близких направлениях, а в нескольких, вследствие чего конфигурация этих систем в плане чаще всего изометричная, округлая и полигональная (Казахско-Северо-Тянь-Шаньская система) или овальная и крупноромбическая (Охотоморская, Тунгусская системы), нередко с четкими разломными границами; также отмечаются квадратные и треугольные очертания, например в Средней Азии и Казахстане. Внутренние структурные рисунки соответственно характеризуются меньшей упорядоченностью, чем в первых двух классах систем, — среди них преобладают мозаичные и полигональные, часто намечаются также радиальные, концентрические и веерообразные рисунки. Распространенные здесь глыбы по конфигурации наиболее разнообразны; они представляют третий тип тектонической делимости литосферы.

Перечисленные системы разломов существенно отличаются и по геофизическим параметрам [3, 5]. Так, латеральные глубинные поверхности, разделяющие горизонты с разной скоростью прохождения сейсмических волн, в шовных системах резко перегибаются либо ступенчато разрываются с амплитудой смещения от нескольких до 10—20 км, а разделенные этими поверхностями слои скачкообразно, на такие же величины, изменяют свою мощность. Таковы многие системы глубинных разломов Тянь-Шаня (Атбашинского, Южно-Ферганского, линии Николаева), шов между Закарпатским прогибом и складчатыми Карпатами, Байкало-Вилуйская зона и др.

Полосовые системы обычно совпадают с разного рода удлиненными в одном направлении аномалиями. Если они сопряжены с поднятиями (Курило-Камчатская, Саяно-Енисейская, Анабаро-Алданская и многие другие системы), консолидированная кора в них отличается увеличенной мощностью по сравнению со смежными областями, если придутся на зоны опускания, мощность консолидированной коры в них, как, например, в Днепровско-Донецком прогибе, сокращается, и в поперечном разрезе кора имеет форму двояковогнутой линзы.

В ареальных системах, например Тунгусской, Джунгаро-Балхашской и др., преобладают мозаичные рисунки изометричных гравимагнитных аномалий, иногда в сочетании с линейными и полосовыми разных направлений, а в вертикальных разрезах соотношения глубинных слоев наиболее изменчивы, с их разбуханием, или чаще, с утонением вплоть до выклинивания гранитного слоя (Прикаспийская система).

Размеры систем разломов по каждому из классов варьируют в очень широких пределах и подчиняются следующей закономерности (таблица).

Давно замечено, что разломы и большинство других структурных элементов на поверхности Земли тем крупнее, чем глубже находится их основание. Руководствуясь этим эмпирически установленным свойством,

Системы разломов	Порядки и размер, км			Геофизические параметры	Тектонотип по порядкам
	длина ширина (I)	длина ширина (II)	длина ширина (III)		
Шовные	1—2 тыс. десятки	Многие сотни до 10	Первые сотни до 1—2	Горцовые и косоугольные сочленения аномалий; резкие градиенты мощностей консолидированной коры	I — Таласо-Ферганская II — Успенская III — Вахшская
Полосовые	2—3 тыс. 200—400	1 тыс. 100—200	500—700 до 100	Линейные и полосовые аномалии; резкие градиенты полей; преобладающее утолщение консолидированной коры	I — Уральская II — Сихотэ-Алиньская III — Восточно-Карпатская
Ареальные	1,5—2 тыс. 1,5—1 тыс.	500—600 500—600	300 300	Мозаичные гравимагнитные поля; преобладающее утонение консолидированной коры	I — Верхоянско-Чукотская II — Токрауская III — Ферганская

системами I порядка мы называем системы самых крупных разломов, нарушающих меланократовое (океаническое) основание. Системы II порядка локализуются на более высоком уровне, главным образом в консолидированной коре выше поверхности Мохоровичича; их размеры меньше океанических. Наконец, системы III порядка развиваются преимущественно в осадочном или вулканогенно-осадочном слоях над гранитно-метаморфическим фундаментом и имеют сравнительно небольшие размеры.

Шовные, полосовые и ареальные системы разломов трех основных порядков находятся в тесном пространственном и геодинамическом сочетании и расчленяют литосферу на множество объемов горных пород разного размера и формы, макротекстуру которых в целом и в любом из регионов можно определить выражением «глыба в глыбе».

Наиболее крупные и глубокие системы I порядка, составляющие основу тектонической делимости, имеют вместе с тем изометричные; округлые или овальные очертания и состоят каждая из парагенеза «фронтальное поднятие — тыловая депрессия» [15, 16]. Им свойственно продолжительное (с древнейших времен) существование с последовательным усложнением их внутренней структуры за счет обособления новых полосовых, ареальных и шовных систем убывающего размера. Таковы, например, Восточно-Европейская система в границах докембрийской Восточно-Европейской платформы, Казахско-Северо-Тянь-Шанская система в палеозоидах и Верхоянско-Чукотская в мезозоидах СССР, Тунгусско-Енисейская система на Сибирской платформе и мн. др.

### ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ДЕЛИМОСТЬ ПО ВЕРТИКАЛИ

Тектоническая делимость в вертикальном разрезе литосферы определяется развитием дизъюнктивных поверхностей, ограничивающих блоки и глыбы горных пород-снизу. Предположение о существовании таких поверхностей впервые было высказано А. В. Пейве [12], который назвал их тангенциальными зонами скальвания и связал с ними образование магматических очагов. Позже эти его представления были расширены и получили название «концепции тектонической расслоенности литосферы» [20, с. 5].

По-видимому, нужно различать два вида тектонической расслоенности—динамическую, обусловленную значительными перемещениями одного литосферного слоя относительно другого, и статическую, при которой горизонтальные перемещения контактирующих слоев заметно не проявляются, но структурные планы их тем не менее резко различны (например, осадочный чехол и фундамент на платформах).

Признаки тектонической расчлененности довольно многочисленны и выявляются как геологическими и геофизическими исследованиями, так и фотографированием Земли из космоса, — это и сорванные покровы, и волноводы, и площадки отражения сейсмических волн, и сейсмофокальные зоны, и переkreщивание глубинных и поверхностных структурных планов [13].

Наиболее наглядным признаком динамической тектонической расчлененности являются сорванные покровы, рамповые пояса, динамопары разломов и тыловые раздвиги.

Покровные структуры были известны уже в середине прошлого века (А. Эшер фон дер Линт, Науман) и позже специально изучались сначала на примерах Альп (Шардт, М. Люжон, А. Гейм, Р. Хелблинг и др.), а затем и в других районах как в нашей стране, так и за рубежом.

Сорванные покровы, по обобщенным данным С. В. Руженцева и др. [20], представляют собой аллохтонные пластины, перемещенные в латеральном направлении на десятки, сотни и более километров. Они состоят из осадочных пород или из пород кристаллического фундамента и располагаются как внутри осадочных чехлов и по границам чехол — фундамент, так и внутри фундамента, а некоторые из них, например в Аппалачах, наискось пересекают разные структурные этажи. В настоящее время сорванные покровы чехла установлены во всех альпийских складчатых сооружениях, в структурах обрамления Тихого океана, в Аппалачах, Скандинавии, на Урале и в Тянь-Шане. Реликт небольшого покрова нами наблюдался в Баян-Хонгорской зоне Монголии (рис. 3).

Покровы основания, сложенные породами гранитогнейсового и габброгипербазитового состава, распространены также широко. Гранитогнейсовые аллохтоны известны или предполагаются в Альпийском складчатом поясе (Восточные Альпы, Мармарошский массив и Гетрский покров в Карпатах, Пелагонийский массив в Динаридах, Битлисский массив и массив Аламыя в Центральном Тавре, покровы Высоких Гималаев). Офиолитовые покровы установлены в Сакмарской зоне Урала, в Тянь-Шане, на Малом Кавказе. Достаточно аргументированы гигантские покровные пояса Энтлер в Неваде и Семайл в Омани. Отмечаются также

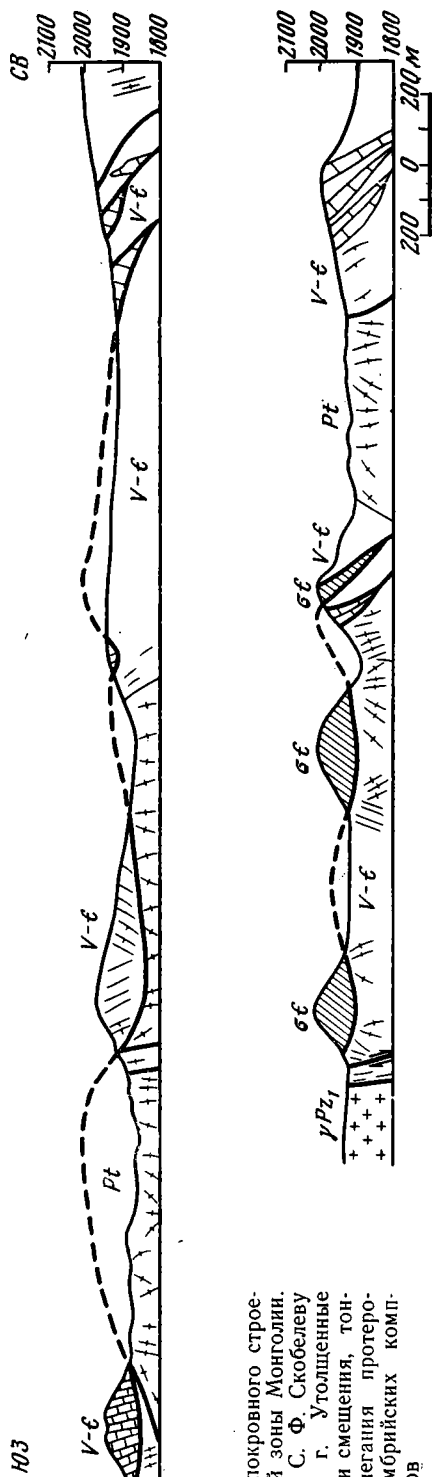


Рис. 3. Фрагменты покровного строения Баян-Хонгорской зоны Монголии. По А. И. Суворову, С. Ф. Скобелеву и Г. Баларчу, 1978 г. Утолщенные линии — поверхности смещения, тонкие — элементы залегания протерозойских и венд-кембрийских комплексов

офиолитовые покровы в Лигурийских, Пьемонтских и Коттских Альпах, в Сирии, на Корсике, наконец, в пределах Тихоокеанского кольца.

Рамповыми поясами мы называем протяженные, длиной в первые тысячи и шириной в первые сотни километров зоны, возникшие в условиях продолжительного горизонтального сжатия и состоящие из многочисленных сильно сближенных, поставленных на «ребро» и неравномерно приподнятых или опущенных относительно друг друга тектонических пластин, ограниченных у поверхности Земли продольными крутыми надвигами и взбросами.

Как выяснено на примере рампового пояса Западной Монголии [19], морфологическими особенностями рамповых поясов является линейная, обычно дугообразная в плане форма и наличие круто залегающих тектонических пластин с длиной больше ширины на 1—1,5 порядка. Повсеместны резкие изменения фациального состава и мощности близких по возрасту отложений смежных пластин. Широко развита линейная изоклинальная складчатость при преобладающей односторонней вергентности складок, а в зонах продольных разломов нередки олистостромы, меланж и сильно развит дислокационный метаморфизм. Характерны также явления сучивания и совмещенного залегания крайне гетерогенных формаций и расширения или выклинивания пластов по простиранию пояса. В таких случаях амплитуда горизонтального сближения пластин в сумме может достигать первых сотен километров, а разломы между сближенными пластинами приобретают облик разнообразных, в том числе офиолитовых сутур.

Динамопары разломов свойственны не линейным, а изометричным складчато-глыбовым областям с перекрестным расположением структурных элементов, как, например, в Центральном Казахстане. Здесь динамопары представлены парагенетическим сочетанием правых сдвигов северо-западного простирания и надвигов субширотно-северо-восточного простирания, направленных на северо-северо-запад. Их характерная черта — одинаковая направленность горизонтальных перемещений по сдвигам и надвигам и близкие значения амплитуд. А это указывает на то, что глыбы, ограниченные такими сдвигами и надвигами, перемещались всей своей массой и скорее всего с явлениями срыва в своем основании. Такова, например, значительная часть территории Центрального Казахстана, ограниченная с севера Успенской зоной смятия и с северо-востока Актасской сдвиговой зоной, перемещенная по этим разломам к северо-западу не менее чем на 20 км [14].

Тыловые раздвиги, также считающиеся признаком тектонической расслоенности, обычно выражены впадинами, которые сформировались позади надвиговых зон и развивались синхронно с этими последними. Ширина тыловой впадины оказывается идентичной суммарной амплитуде надвигов и может достигать многих десятков километров. В качестве примеров можно указать Токраускую впадину в Центральном Казахстане, сопряженную с системой Успенской и Спасской надвиговых зон [15], структуры восточной части Корякского хребта [20] и др.

К подобной же категории структур, связанных с динамическим тектоническим расслоением, относятся и так называемые региональные тектонопары [17], т. е. сопряженные системы дугообразных фронтальных поднятий и тыловых ареальных депрессий. Главными особенностями таких систем являются: 1) синхронное развитие поднятий и депрессий; 2) приблизительно равные объемы участвующих в их строении масс горных пород; 3) радиальная асимметрия внутренних структур; 4) наличие в поднятиях утолщенной консолидированной коры и тонкого осадочного слоя при сокращенной мощности коры и мощного осадочного слоя в депрессиях; 5) преобладание в пределах поднятий пережатых линейных складок, взбросов и сдвигонадвигов и такое же широкое развитие в депрессиях мозаично расположенных простых глыбовых складок, сбросов и сбросораздвигов; 6) доминирующая роль в поднятиях явлений динамометаморфизма и интрузивного магматизма при усиленной эффузивной деятельности в депрессиях.

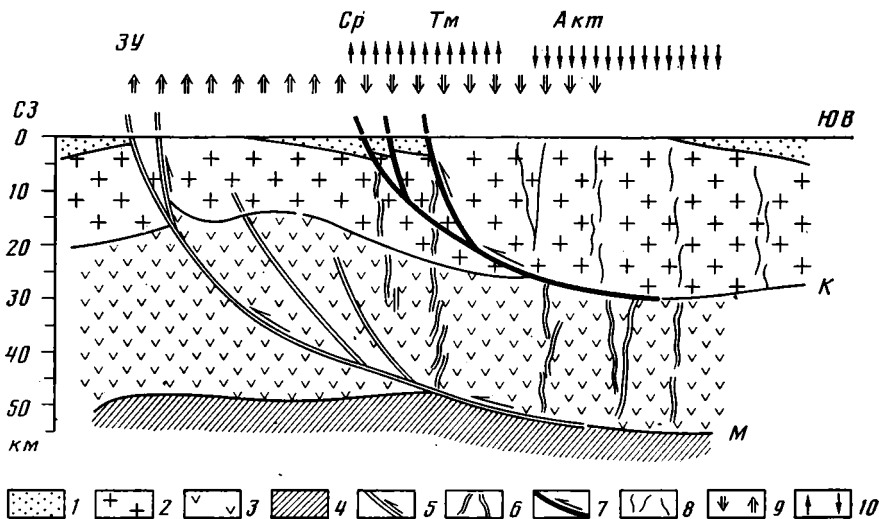


Рис. 4. Гипотетический профильный разрез глубинной структуры Центрального Казахстана  
 1 — осадочный слой, 2 — «гранитный», 3 — «базальтовый», 4 — верхняя мантия, 5 — сдвигонадвиги среднего палеозоя, 6 — сбросораздвиги среднего палеозоя, 7 — сдвиги и надвиги позднего палеозоя, 8 — сбросы и раздвиги позднего палеозоя, 9—10 — вертикальные движения среднего (9) и верхнего (10) палеозоя. Разломы: ЗУ — Западно-Улутаусский, Ср — Сарысуйский, Тм — Тектурмасский, Акт — Актогайский

«Все это свидетельствует о формировании поднятий в обстановке тангенциального сжатия, а депрессий — в обстановке тангенциального растяжения, и позволяет объяснить их парагенезис глубинным перераспределением вещества — оттоком из-под депрессий и нагнетанием в пределы поднятий» [16, с. 4]. Возникающие при этом глубинные плоскости срыва с переходом от депрессий к поднятиям должны трансформироваться. Как показывают частные наблюдения в Центральном Казахстане и Западной Монголии, на склонах поднятий они становятся круче и приобретают облик секущих нарушений, а в сторону депрессий выполаживаются. Характер пространственных соотношений разломов сжатия, растяжения и поверхностей срыва разного возраста в региональных тектопарах передает рис. 4.

Структурные следы послынного течения вещества коры, указывающие на глубинную дисгармонию в ее деформациях, давно известны и подробно охарактеризованы. Это складки срыва и волочения, возникающие в результате проскальзывания верхних слоев относительно нижних в разнокомпонентных осадочных толщах, кливаж течения при динамометаморфизме пород, послынный будинаж в структурах кристаллического основания и т. д.

По деформированным (сплюсненным) карбонатным галькам в девонских конгломератах Акбастауской зоны Центрального Казахстана А. В. Лукьянов установил выжимание этих пород в зону разлома и подсчитал величину их горизонтального течения на расстояние до 15—20 км. По его мнению, «в сильно деформированных участках и зонах течения не являются редкостью удлинения, измеряемые сотнями и даже тысячами процентов» [20, с. 138], причем они могут происходить как с разрывом сплошности, так и без разрыва сплошности пород.

В этом процессе степень делимости (размерность) в значительной мере зависит от физических свойств деформируемых слоев литосферы. Так, в Центральном Казахстане, например, некоторые зоны раннепалеозойских субокеанических формаций, сложенных кремнисто-диабазовыми толщами и гипербазитами (Джалаир-Найман, Тектурмас), расчленены на линзовидные глыбы размером от нескольких метров до нескольких километров, тогда как размерность примыкающих к ним глыб средне- и верхнепалеозойских вулканогенно-осадочных толщ, обильно прорванных гранитоидами, возрастает до 60—100 км и более по длине и 15—20 км по

ширине. При этом в первых поражает обилие следов как пластического, так и разрывно-блокового течения с комплексом многочисленных надвигов, взбросов, сдвигов, раздвигов, сбросов, а также мелких сильно сдвинутых складок, во вторых же преобладают крупные горст-антиклинали и грабен-синклинали со следами преимущественно разрывно-глыбовых перемещений большой амплитуды по надвигам, сдвигам и сбросам. Очевидно, структурные планы раннепалеозойского комплекса, который по плотности пород можно считать эквивалентом базальтового слоя, и средне- и верхнепалеозойских толщ, эквивалентных гранитному слою, резко различны [18].

Признаки и примеры тектонической расслоенности литосферы столь же многочисленны и по геофизическим данным. Во многих районах устанавливаются, например, структурные несогласия и всевозможные несоответствия структурных планов различных глубинных уровней, подчеркнутые разным характером и ориентировкой разломов.

В горно-складчатых областях, например в Тянь-Шане, поверхностью глубинного несогласия в земной коре считается кровля базальтового слоя, выше и ниже которой (как и в Центральном Казахстане, см. выше) морфология и расположение структур различны. При этом зона глубинной дисгармонии совпадает с локальным максимумом числа землетрясений. Здесь же, в районе г. Алма-Аты, выявлены структурные несогласия в простирации основных элементов рельефа подошвы гранитного слоя (вытянутых с юго-запада на северо-восток) и поверхности Мохоровичича (вытянутых с юго-востока на северо-запад) [21]. В Альпийско-Карпато-Балканской области, по этим же данным, план новейших структур в сейсмогенных дислокациях до глубины первых десятков километров определяется развитием субширотных и северо-западных простираций, а глубже, до низов коры — преобладанием северо-восточных и субмеридиональных простираций.

С другим видом структурного несоответствия глубинных горизонтов мы сталкиваемся при анализе сейсмических профилей, обнаруживающих очень много таких разломов, которые имеют по вертикали фрагментарное распространение и не выходят за пределы тех или иных горизонтов [18].

Так, на многих профилях нарушенность сейсмических границ неоднозначна и выглядит далеко не одинаково у дневной поверхности и на уровнях поверхности Конрада и Мохоровичича. Между ними проходят и совсем ненарушенные латеральные сейсмические границы, где разломы не получили выражения в виде какой-либо аномальной сейсмической записи. Нередко разломы затухают на глубинах 15—35 км, не достигая поверхности Мохоровичича (профиль Теджен — Равнина, Серахс — Чарджуу), и наоборот, часть верхнемантийных разломов не проникает в гранитные слои (профиль Воронежский массив — Черное море). В местах глубинного затухания вертикальных разломов или вдоль латеральных границ между по-разному нарушенными слоями, обычно вдоль поверхностей Конрада (профиль Воронежский массив — Черное море) или Мохоровичича (профили Темиртау — Куйбышев, р. Белая — р. Урал, Уральск — Черемшан), появляются короткие полого наклоненные сейсмические границы или небольшие отражающие площадки, как бы постепенно сливающиеся с этими поверхностями.

Отмеченные структурные несоответствия и несогласия в плане и разрезе земной коры между глубинными горизонтами, по геофизическим данным, носят в большинстве статический характер, поскольку далеко не во всех случаях, особенно на закрытых платформенных территориях, можно установить тектонические срывы, эти горизонты разделяющие. С другой стороны, различия структурных планов на этих участках могут предопределяться также изменениями от этапа к этапу режима и ориентировки приложенных к этим горизонтам напряжений, в результате чего разные структурные планы могут оказаться просто разновозрастными образованиями и между ними поверхности срыва могут не возникнуть.

Однако этим отнюдь не исключается наличие и здесь, особенно в горных областях, плоскостей срыва, прямые и косвенные доказательства чему можно найти и в геофизических полях.

Это, во-первых, как уже отмечалось выше, площадки отражения сейсмических волн, иногда переходящие в надвиги, достигающие земной поверхности. Такие площадки выявлены, например, работами И. В. Литвиненко с соавторами в Имандра-Варзугской синклиналиной зоне на востоке Балтийского щита. В Средней Азии Ю. К. Щукиным установлены сейсмофокальные зоны, также переходящие в надвиги. На Урале выделены наклонные сейсмоструктурные зоны, с одними из которых связано развитие гнейсово-мигматитовых комплексов, а с другими — развитие гипербазитовых и габброгипербазитовых поясов [7].

Во-вторых, это волноводы, т. е. слои с пониженными скоростями сейсмических волн, установленные в самых различных структурах [21], — под фанерозойскими складчатыми сооружениями в пределах Донбасса, вала Карпинского, Урала, Тянь-Шаня, Памира в интервале глубин 10—15 км, во впадинах Туранской и Западно-Сибирской плит на глубине 25—35 км, в пределах древних платформ (Московская и Вилуйская синеклизы) на глубине 17—35 км и в Байкальской рифтовой зоне на глубине 12—17 км.

Как известно, изменения скорости продольных волн в сторону уменьшения зависят от ряда причин и происходят при повышении температуры, при пониженных плотностях, при внедрении высокоскоростных пластовых интрузий или протрузий в участки над низкоскоростными слоями, при формировании гранитных батолитов и т. д. Да и распределены они не повсеместно, с перерывами даже в горных областях. Однако можно уверенно полагать, что, чем больше перепад скоростей (до 0,5—0,9 км/с) и чем меньше их абсолютные значения (до 5,4—5,8 км/с), что отмечается, например, в альпийской области, тем вероятнее тектоническая природа волноводов. Не случайно поэтому в Восточных Альпах максимальные плотности очагов сильных землетрясений в интервале 5—15 км совпадают с зоной наиболее контрастного сочетания значений сейсмических скоростей, а при сильнейшем Ашхабадском землетрясении 1948 г. по контакту осадочного чехла фундамента произошел заметный субгоризонтальный срыв.

Как установлено работами Ю. К. Щукина, особенностью строения очагов сейсмических зон в период после землетрясений является наличие отчетливо выраженных волноводов. Он же указал на то, что в разрезе литосферы имеется целый ряд уровней, на которых сейсмические процессы особенно активны; например, на Памире и в Тянь-Шане очаги землетрясений концентрируются на глубинах до 10 и в интервале 10—20 км, где примерно проходят и волноводы (см. выше). Имеются также указания (Н. К. Булин и др.) о приуроченности очагов в Южном Тянь-Шане к поверхности Мохоровичича.

Несоответствия в структурных планах глубинных горизонтов, места разделенных волноводами, намечаются при дешифрировании разномасштабных космических снимков и их сопоставлении с геофизическими данными [6, 10, 21].

Так, на востоке Большого Кавказа в верхнем осадочном чехле преобладают складки, разрывы и ограниченные разломами структурные зоны общекавказского простираения; в среднем слое, куда входят верхние горизонты кристаллической коры, главная роль принадлежит линейным деформациям, простирающимся диагонально к структуре верхнего слоя. В нижнем слое (глубокие горизонты коры) вновь проявляются продольные зоны деформаций, осложненные поперечными нарушениями (рис. 5).

В Тянь-Шане известны три секущих линеамента северо-западного направления — Аксуйский, Нарынский и Западно-Тянь-Шаньский, выраженные в геофизических полях и на космоснимках с низкой разрешающей способностью, но не опознанные на снимках с более высоким разрешением. Несоответствие генерального рисунка, видимого на мелкомасштабных космоснимках, и поверхностной структуры выявлено на юго-за-



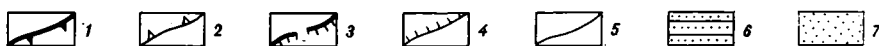
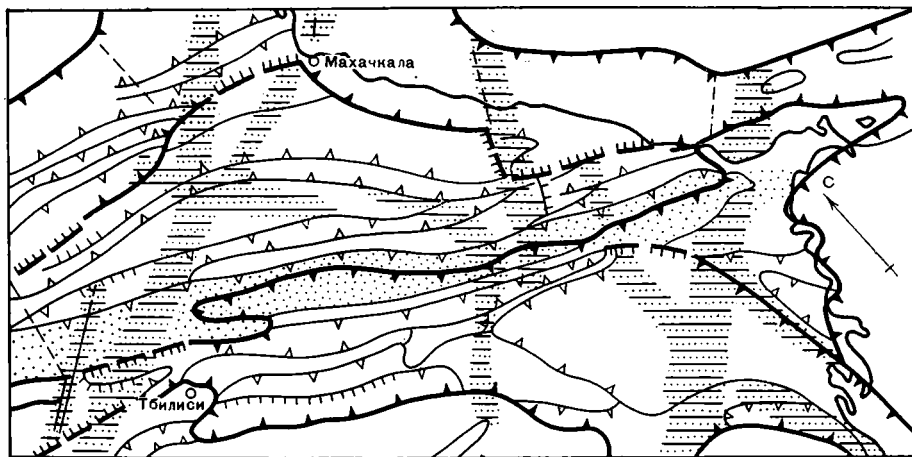


Рис. 5. Структурные элементы разной глубины Восточного Кавказа [10]  
 1 — главные неотектонические элементы поверхности, 2 — неотектонические элементы II и III порядков, 3 — главные новейшие разломы и флексуры, 4 — новейшие разломы II и III порядка, 5 — то же, с неустановленным направлением вертикального смещения, 6 — линейные зоны деформаций и смещений на глубинах 10—20 км, 7 — то же, на глубинах до 60 км

паде Гиссара, в Таджикской депрессии, на юго-востоке Восточно-Европейской платформы и в других местах.

На основании этих фактов было высказано [10] предположение, что с увеличением обзорности и уменьшением разрешающей способности космоснимков на них проявляется структура все более глубоких горизонтов. А несколько позже эти же авторы [6] установили и некоторые интересные количественные зависимости опознавания глубинных структур от масштаба космоснимков. По их данным, наиболее крупномасштабные космоснимки с разрешением 0,05—0,1 км дают представление о геологической структуре верхнего осадочного слоя. Снимки с разрешающей способностью 0,3—0,2 км позволяют выявить структуру на глубинах 10—25 км. Наконец, мелкомасштабные космоснимки с разрешением 0,8—1,5 км фиксируют структурные элементы на глубинах 20—60 км.

\* \* \*

Приведенные данные достаточно наглядно показывают, насколько сложна и многообразна разломно-глыбовая структура литосферы. Ее важными особенностями является расчлененность не только по вертикали, но и по горизонтальным поверхностям раздела. Пространственная корреляция этих поверхностей и форм делимости в плане и разрезе представляет особую, еще далеко не разрешенную, актуальную задачу современной структурной геологии.

Каждый из существующих методов изучения тектонической делимости — геологический, геофизический, фотокосмический дает лишь свой, специфический набор данных и освещает, опять-таки по-своему, лишь какую-то часть проблемы, но не решает ее в целом. И только в комплексе, при совмещении всей суммы признаков и отбраковке сугубо индивидуализированных сведений, эти методы позволяют составить более или менее объективное представление о закономерностях тектонической делимости по площади и на глубину.

Прямое сопоставление имеющихся на сегодня разнородных данных уже сейчас позволяет в какой-то мере разобраться в первозданном хаосе дизъюнктивных линий и в морфологии заключенных между ними глыбовых структур. Намечаются, например, часто повторяющиеся геометрические системы разломов нескольких порядков, каждая со своим рисунком тектонической делимости в плане и другими особенностями в зависимости от глубины основания систем. Выявляются также ограничения

этих систем снизу и сверху. Поверхность Мохоровичича, например, ограничивает снизу системы 2-го порядка, тогда как граница фундамент — чехол является нижним пределом систем 3-го порядка. Намечаются, наконец, структурные планы некоторых глубинных горизонтов, заключенных между горизонтальными статическими и динамическими поверхностями расщепления литосферы. Однако есть основания полагать, что распространность этих поверхностей, особенно динамических поверхностей срыва, носит прерывистый, неглобальный характер, и ограничивается определенными структурными рамками, например рамками выделяемых нами региональных тектонопар типа «фронтальное поднятие — тыловая депрессия». В этом случае горизонтальные движения в направлении от депрессии к поднятию всякий раз трансформируются в движения по вертикали и как бы затухают, возобновляясь вновь лишь через какое-то расстояние (и возможно, на другом высотном уровне) в следующей тектонопаре.

#### Литература

1. Ажгирей Г. Д. Структурная геология. М.: Изд-во МГУ, 1956. 495 с.
2. Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. М.: Госгеолтехиздат, 1962. 608 с.
3. Беляевский Н. А. Земная кора в пределах территории СССР. М.: Недра, 1974. 279 с.
4. Борисов А. А., Суворов А. И., Каленик В. Н. Глубинное строение и главнейшие глубинные разломы на территории СССР.— В кн.: Тектоника территории СССР. М.: Наука, 1979, с. 16—31.
5. Гафаров Р. А. Сравнительная тектоника фундамента и типы магнитных полей древних платформ (Восточно-Европейской, Сибирской, Северо-Американской). М.: Наука, 1976. 272 с.
6. Геологическое изучение Земли из космоса.— Тр. ГИН АН СССР, вып. 317. М.: Наука, 1978. 225 с.
7. Кейльман Г. А., Соколов В. Б., Козырев Б. И., Назаров В. Н., Паняк С. Г. О глубинном строении восточного склона Среднего Урала.— В кн.: Глубинное строение и геофизические особенности структур земной коры и верхней мантии. М.: Наука, 1977, с. 58—61.
8. Козлов В. В. Анализ систем разломов на основе аэрокосмических методов: Автореф. докт. дис., МГУ, 1982. 43 с.
9. Красный Л. И. Геоблоки.— Геотектоника, 1967, № 5, с. 103—120.
10. Макаров В. И., Трифионов В. Г., Шукин Ю. К. Отражение глубинной структуры складчатых областей на космических снимках.— Геотектоника, 1974, с. 114—132.
11. Макаров В. И. Предварительная карта линейментов территории СССР.— Изв. вузов. Геология и разведка, 1978, № 10, с. 30—34.
12. Пейве А. В. Разломы и их роль в строении и развитии земной коры.— В кн.: Структура земной коры и деформации горных пород (МГК, 21-я сесс. Докл. сов. геологов, пробл. 18). М.: Наука, 1960, с. 65—72.
13. Пейве А. В., Руженцев С. В., Трифионов В. Г. Тектоническая расчлененность и задачи изучения литосферы континентов.— Геотектоника, 1983, № 1, с. 3—13.
14. Суворов А. И. Успенско-Актасская динамопара разломов в Центральном Казахстане.— Докл. АН СССР, геология, 1961, т. 137, № 4, с. 938—941.
15. Суворов А. И. Горизонтальные движения и гранитоидный магматизм (на примере герцинид Центрального Казахстана).— Сов. геология, 1969, № 9, с. 33—47.
16. Суворов А. И. Глубинные разломы платформ и геосинклиналей. М.: Недра, 1973. 213 с.
17. Суворов А. И. Новейшая глобальная кинематика литосферы (на основе региональных тектонопар).— Геотектоника, 1978, № 2, с. 3—18.
18. Суворов А. И. Проблемы пространственной и возрастной корреляции глубинных разломов.— В кн.: Тектоническое развитие земной коры и разломы. М.: Наука, 1979, с. 238—256.
19. Суворов А. И. Рамповый пояс Западной Монголии.— Геотектоника, 1983, № 4, с. 75—86.
20. Тектоническая расчлененность литосферы.— Тр. ГИН АН СССР, вып. 343. М.: Наука, 1980. 216 с.
21. Тектоническая расчлененность литосферы новейших подвижных поясов.— Тр. ГИН АН СССР, вып. 359. М.: Наука, 1982. 115 с.
22. Чебаненко И. И. Теоретические аспекты тектонической делимости земной коры. Киев: Наук. думка, 1977. 82 с.
23. Шульц С. С. Об изучении планетарной трещиноватости.— В кн.: Деформация пород и тектоника. М.: Наука, 1964, с. 147—153.
24. Щерба Г. Н. Геотектоногены и рудные пояса. Алма-Ата: Наука, 1970. 182 с.
25. Hobbs W. H. Lineaments of the Atlantic border region.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1904, v. 15. 485 p.
26. Whittle R. A., Gutmanis I. C., Schilston D. T. Using satellite imagery to detect faults.— Ground Eng., 1983, v. 16, N 1, p. 26—28.

УДК 551.24 (513)

ИЛЬИН А. В.

## К ТЕКТОНИКЕ ЮЖНОГО КИТАЯ

По новым литературным данным и собственным наблюдениям дается тектоническое районирование Южного Китая и характеризуются основные тектонические структуры — досинийская платформа Янцзы, палеозойские подвижные области Катази и Циньлиня-Дабейшаня, а также мезозонды юго-запада Китая. Платформа Янцзы консолидировалась 750—800 млн. лет назад, но в течение фанерозоя структура ее значительно усложнилась. Устанавливается существование глубоководных бассейнов в сини — раннем кембрии не только к востоку (юго-востоку) от платформы, но и к западу. Оба эти бассейна являлись частями палеозойского океана. В Катазиатской области и на юго-западе выявлены офиолитовые пояса различного возраста. Катазиатская область — типично аккреционная, сформировавшаяся в течение фанерозоя в процессе взаимодействия континентальной Янцзынской плиты с океанической Филиппинской. Также аккреционный стиль тектоники имеют мезозонды юго-запада Китая.

К Южному Китаю в данной работе относится часть территорий этой страны, расположенная к югу от 35-й параллели и к востоку от 98-го меридиана. Она охватывает бассейн рек Янцзы, за исключением самых истоков Сицзян, впадающей в Южно-Китайское море у Гуанчжоу (Кантона), а также верховьев Ланьцанцзян (Меконг) и Нуцзян (Салуин). Административно это наиболее густонаселенные провинции Китая — Хубей, Хунань, Цзянси, Чжэцзян, Фуцзянь, Гуандун, Гуйчжоу, Гуанси, Юньнань, юго-восток Сычуани, юг Аньхой и Цзянсу.

В течение послереволюционного периода китайскими геологами достигнут большой прогресс в познании тектонического строения страны, и в частности южных ее провинций. Своеобразие тектоники Южного Китая и особый интерес к ней обусловлены тем, что эта территория перманентно служила ареной для проявления трех грандиозных тектонических процессов, во многом определивших лик Земли: 1) формирования в течение докембрия и фанерозоя Азиатского (Евразийского) континента путем чередования во времени конструктивных и деструктивных тектонических движений, 2) развития западной окраины Тихого океана в результате взаимодействия континентальной и океанической литосферных плит, происшедшего на протяжении всего фанерозоя и обусловившего аккреционный стиль тектоники юго-восточных приморских провинций Китая, обилие и разнообразие магматических образований, исключительное богатство эндогенными полезными ископаемыми, 3) эволюции Палеотетиса, а затем Тетиса, в частности столкновения Индостанской и Евразийской плит, что также обусловило аккреционную структуру юго-запада Китая.

Рассматривая исследования китайских геологов-тектонистов, нужно отметить прежде всего плодотворную деятельность трех выдающихся, ныне здравствующих ученых, академиков Чен Гога (директор Института геотектоники), Чжан Венью (директор Геологического института) и Хуан Тицзыня (руководитель Академии геологических наук). Многолетние исследования этих ученых были сведены на трех тектонических картах Китая: 1) карта масштаба 1 : 4 000 000 под редакцией Чен Гога, составленная, как об этом указано в ее названии, на основе концепции о структурах типа «дива» [19], 2) карта того же масштаба под редакцией Хуан Тицзыня [20], на которой выделены докембрийские платформы и фанерозойские геосинклинальные (складчатые) регионы, дифференцированные по возрасту складчатости, и 3) тектоническая карта континентальных и морских территорий Китая и сопредельных стран,

масштаба 1 : 5 000 000 под редакцией Чжан Венью [17], на которой земная кора дифференцируется по типам и по времени формирования континентальной оболочки. Результаты тектонических исследований, кроме того, широко освещаются в периодической геологической литературе, издающейся в основном в Пекине и в многочисленных книгах и сборниках, публикуемых провинциальными научно-исследовательскими институтами и высшими учебными заведениями. В этой связи заслуживают особое упоминание многолетние исследования Южного Китая, выполняемые геологами Нанкинской школы-университета, Института гранитов, Института геологии и палеонтологии, в частности акад. Ху Кекина, профессоров Лю Янхао, Ши Яншеня, Тянь Тьенфу и мн. др. Успехи в познании тектоники в определенной мере предопределены чрезвычайно высоким уровнем и обширным ассортиментом самых современных лабораторных исследований, широко применяющихся в практике геологоразведочных работ.

Следует отметить, что в отечественной геологической литературе достижения в изучении тектоники Южного Китая не нашли пока достаточного отражения. В свое время тектоника этой территории была весьма удачно отражена на двух тектонических картах — Евразии, масштаба 1 : 5 000 000, и Тихоокеанского сегмента Земли, масштаба 1 : 10 000 000 [4]. К сожалению, в объяснительной записке к первой из этих карт [3], Южный Китай был освещен весьма бледно, очевидно, в силу отсутствия необходимых данных. Свообразие тектоники Южного Китая было подмечено В. В. Белоусовым, который предвосхитил современные представления о строении и истории развития приморских провинций юго-востока Китая, связав специфичность их тектоники «с формированием впадины Тихого океана» [1, с. 27].

Наиболее полно и ближе к современным представлениям тектоника юга Китая охарактеризована в книге В. Е. Хаина [5]. Однако и этот капитальный труд, написанный до выхода в свет упомянутых выше сводных работ китайских ученых и многих еще более поздних интересных публикаций, не вполне отвечает современному состоянию изученности тектоники юга Китая.

Автору этих строк как участнику международных геологических конференций удалось в 1982 и 1983 гг. совершить геологические экскурсии в Юньнани, Хунани, Гуйчжоу и Гуанси, познакомиться с новыми китайскими литературными материалами по геологии юга страны и обсудить некоторые проблемы с академиками Чжан Венью, Хуан Тицзыном, Чен Гоа и другими китайскими геологами. Желание познакомиться своих соотечественников с тем, каким образом представляется ныне тектоника Южного Китая, и привело к составлению данной статьи.

Необходимо остановиться вначале на принятых ныне в Китае представлениях о синийской системе. Понятие о синийской системе насыщено многочисленными противоречиями и загадками, накопившимися за вековой период пользования этим термином, предложенным Фердинандом фон Рихтгофеном в 1882 г. Не вдаваясь в детали этой проблемы, отметим, что решением стратиграфического комитета КНР за стратотип синийской системы принят разрез ущелья Янцзы, включающий формации Наньто, Доушаньто и Денбин. Основание ее проводится по подошве тиллитов Наньто, а кровля — по первому появлению остатков мелких скелетных организмов мейсучунского (дотрилобитового) яруса нижнего кембрия. Именно в этом объеме и понимается синийская система или синий в данной работе. В абсолютном исчислении времени объем синийской системы, согласно решению стратиграфического комитета, определяется интервалом 800—600 млн. лет. М. А. Семихатов (устное сообщение), проанализировав многочисленные данные определений абсолютного возраста, выполненных различными методами, пришел к выводу о том, что подошва синийской системы не древнее 720—740 млн. лет, а кровля датируется 570—580 млн. лет. В любом случае синийская система по стратиграфическому объему значительно больше, чем венд. Однако указанное выше «узаконенное» понимание объема синия в прак-

тике геологических исследований часто нарушается, и в самой современной геологической литературе весьма часто под рубрикой «синийских» описываются отложения значительно более древние, до 1700 млн. лет в основании, т. е. образования тектонических эпох Чанцен, Джинсин и Цинбайкоу. К такого рода толкованию стратиграфического объема синийской системы привержены, в частности, геологи нанкинской школы [14]. В китайской геологической литературе встречается еще термин «синийская субэратема», объем которой находится в пределах от 1700 до 600 млн. лет.

### ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ

Костяк территории Южного Китая составляет досинийская платформа Янцзы, окруженная со всех сторон более молодыми складчатыми сооружениями (рис. 1). В силу того, что она не потеряла подвижности в течение фанерозоя, Хуан Тицынь [20] называет ее параплатформой. Подвижность эта выражается в значительной тектонической раздробленности, нарушении, местами весьма резком, некогда спокойного залегания отложений чехла, развитии интрузивных образований, несвойственных платформам, и соответственно необычной минерацией, а также расчлененным рельефом и высокой сейсмичностью некоторых ее частей. К северу от платформы Янцзы находится узкая палеозойская складчатая зона Циньлинь — Дабейшаня, являющаяся восточным «слепым» окончанием Куньлунь-Наньшаньской складчатой системы. В пределах рассматриваемой территории Циньлинь-Дабейшаньская зона в виде очень узкого коридора отделяет платформу Янцзы от Северо-Китайской или Сино-Корейской. Последняя консолидировалась значительно раньше, чем платформа Янцзы, так что отложения синийской субэратемы составляют уже ее чехол.

К северо-западу, западу и юго-западу от платформы Янцзы располагаются мезозойские складчатые сооружения — индосиниды в пределах провинции Сычуань, ранние яньшаниды на юго-западе Юньнани и крайнем западе Тибета и поздние яньшаниды на западе Юньнани в горах Гаолигонгшань вдоль границы с Бирмой. В первых основные тектоно-магматические движения приходятся на поздний триас, во вторых — на позднюю юру и в третьих — на поздний мел. Также в западной Юньнани находится небольшой клиновидный северный выступ раннекаледонского Шаньского массива, расположенного большей частью южнее за пределами Китая. Этот выступ называется Баошаньским, а движения, которые привели к его консолидации, — синкайскими.

К юго-востоку от платформы Янцзы расположена Катазиатская подвижная область, которая в течение длительного периода изучения геологии юга Китая, начиная с А. Гребо, именовалась древним (докембрийским) Катазиатским континентом. Знакомство с этой территорией убеждает в том, что идеи Гребо, которые затем разделял Хун Тицынь и другие китайские геологи, основывались на чрезвычайно широком распространении на юго-востоке Китая различных метаморфических и интрузивных пород, в том числе гнейсовидных гранитоидов, на первый взгляд мало чем отличающихся от досинийских образований фундамента платформы, а в некоторых районах, например на северо-востоке Цзянси, непосредственно соприкасающихся с этим фундаментом. Второе обстоятельство, которое, вероятно, способствовало рождению концепции о древнем, размывавшемся в докембрии континенте, обусловлено широким распространением синийских, кембрийских и более молодых осадков эпиконтинентальных морей на соседней платформе и отсутствием таковых в Катазии.

Катазиатская подвижная область, как это выяснилось за последние годы, формировалась в течение всего фанерозоя. Механизм этого процесса сводился к возникновению островодужных систем, начиная с синийского времени, разделявшихся окраинными морями от древнего континента Янцзы и последовательному причленению этих систем к континенту. Движущей силой процесса служило активное взаимодействие

двух литосферных плит — континентальной Янцзыйской и океанической Филиппинской, реализовавшееся в виде субдукции второй под первую. Этот процесс наращивания континента развивался в направлении с северо-запада на юго-восток, в соответствии с чем в пределах рассматриваемой области выделяются каледонская, варисцийско-индосинийская, а на востоке Тайваня — альпийская (гималайская) зоны, причем две первые служили также ареной интенсивного проявления яньшаньского (мезозойского) известково-щелочного магматизма.

## ХАРАКТЕРИСТИКА ОСНОВНЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУР

### Платформа Янцзы

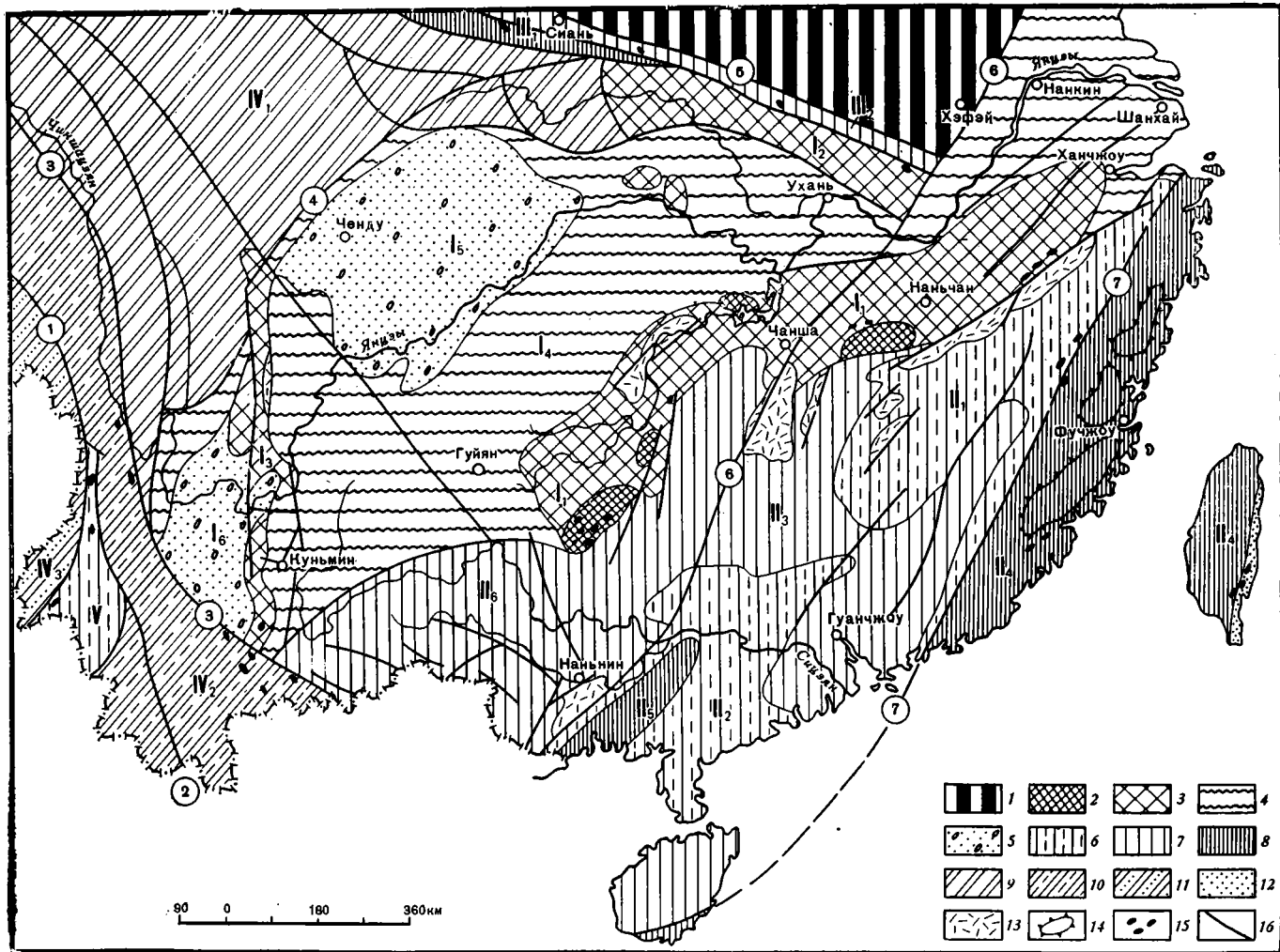
Имея в плане угловатые очертания и напоминая ковш с ручкой, расположенной в приустьевой части Янцзы у Шанхая и Нанкина, платформа протягивается от Юньнани на северо-восток в Цзянсу на расстояние около 1800 км. Поперечный размер в наиболее расширенном участке от гор Луньменьшань в Сычуани до гор Юньбаошань в северной Гуанси около 900 км. Отсюда к северо-востоку платформа постепенно суживается до 200 км на севере Цзянси, а затем, расширяясь раструбом к северо-северо-востоку, скрывается под водами Желтого и Восточно-Китайского морей.

Границы платформы довольно четкие. Резко выражена северная граница с палеозойской Циньлинь-Дабейшаньской зоной и юго-западная с мезозойской (яньшаньской). Обе они проходят по транслитосферным разломам (по терминологии Хуан Тицзыня) или сутурам, которые соединяют литосферные плиты и сопровождаются офиолитовыми комплексами. Последние особенно характерны для зоны разлома р. Красной (Юаньцзян), причем синийские и кембрийские отложения платформы сохраняют те же фации и мощности в фундаменте яньшанид, во всяком случае вблизи р. Красной. В отличие от соседних частей платформы эти отложения в юго-западном крыле зоны разломов интенсивно дислоцированы, пронизаны интрузиями, метаморфизованы и пододвинуты под платформу.

Северо-западная граница платформы в Сычуани известна как Луньменьшаньский пояс тектонических чешуй. Некоторые китайские геологи полагают, что этот пояс имеет аккреционную природу [15], но полное отсутствие офиолитов на всем его протяжении противоречит подобной интерпретации. В пределах этого пояса триасовые, а также палеозойские толщи интенсивно смяты и раздроблены благодаря напряжениям растяжения, а затем сжатия, проявившимся в мезозое и кайнозое между платформой Янцзы и пододвинутым под нее «микроконтинентом» Сонпан, выступающим в смежной части индосинид на юге Шаньси.

Платформа имеет двухъярусное строение. В одних ее частях оно выражено весьма резко — структурно, литологически и по характеру метаморфизма досинийского фундамента и фанерозойского чехла. Примером может служить куполообразное поднятие фундамента Хуанлин на севере, либо на юге в отдельных блоках центрального Гуйчжоу. В обоих случаях гранито-гнейсовые комплексы фундамента резко несогласно перекрываются тиллитами формации Наньто. В других районах в силу значительных дислокаций чехла, либо из-за того, что досинийский фундамент не испытал значительной термодинамической переработки, двухъярусное строение при наблюдении соответствующих обнажений не ощущается.

Досинийский фундамент платформы выходит на поверхность лишь по ее окраинам — юго-восточной, западной и северной. Наиболее обширным из таких выходов служит **антеклиза Цзяннань**, протягивающаяся с юго-запада на северо-восток на 1200 км при ширине в среднем около 200 км. Разрез досинийских образований антеклизы отчетливо распадается на два комплекса. Нижний представляет формация Жебао, верхний — Баньси. Первая распространена в основном на юго-западном



погружении антеклизы (горы Юваньдашань в Гуанси) и в центральной ее части (к западу от Чанша в Хунани). В обоих случаях ей отвечают вулканиты спилито-кератофирового ряда, кремнисто-граувакково-андезитовые и флишевые толщи суммарной мощностью до 11 км, метаморфизованные в основном в зеленосланцевой фации. Для туффитовых филлитов верхов формации Жебао известна цифра абсолютного возраста<sup>1</sup>, равная 1401 млн. лет [6]. Такой же цифрой устанавливается верхний возрастной предел формации Жебао по прорывающим ее тоналитовым интрузиям комплекса Бендон, содержащимся в гальке конгломератов Баньси. Тоналиты Бендон локализируются среди спилито-кератофиров и обнаруживают определенное геохимическое родство с последними по высоким содержаниям никеля и хрома, составу редкоземельных элементов, отношению  $\text{Eu}/\text{Eu}^2$ , изотопному составу кислорода и очень низкому отношению  $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$  (около 0,7001). Ху Кекин [23] делает вывод о комагматичности тоналитов и спилито-кератофиров. Интересно, что, залегающая среди полей древних базальтоидов, тоналиты занимают около 4,5% их площади, т. е. именно такую часть, которую могут составить гранитные выплавки, относительно объема материнской базальтовой магмы, получаемой плавлением верхней мантии. Таким образом, тоналиты Бендон являются «чисто» мантийными образованиями.

В горах Юваньдашань среди пород формации Жебао уже давно известны выходы гипербазитов. Детальное изучение этого района привело к открытию характерного комплекса, включающего гарцбургиты, дуниты, серпентиниты, оливиновые пироксениты, габбро и габбро-диабазы, базальтовые лавы подушечного сложения, пелагические кремнистые породы. Ч. Чжан [25], относя этот комплекс к древнейшим офиолитам, допускает, что уже в это время в данном районе существовала система структур, включающая окраину континента, островную дугу, окраинное море, глубоководный желоб, реконструируя тем самым наиболее древние этапы формирования впадины Тихого океана, во всяком случае западной его части.

Тектоно-магматические движения на уровне 1400 млн. лет Хуан Тичыннь называет юлиньянскими [13, 20], а Ч. Чжан [25] и Гуо Линьцзи, Ю. Янхуа, Ши Яншень [18] — донанскими. По мнению большинства исследователей, возраст древнейших пород Цзяннани не выходит за пределы Чонтянского тектонического цикла, т. е. не древнее 1900 млн. лет. Однако, Ч. Чжан приводит единственное урано-свинцовое определе-

Рис. 1. Тектоническая схема южного Китая по [6, 11—15, 18—20, 22, 25] с изменениями и дополнениями автора

1 — дочонтянская (дорифейская) Северо-Китайская (Сино-Корейская) платформа, 2 — 5 — досинийская платформа Янцзы; 2, 3 — фундамент: 2 — образования юлиньской (донанской) тектонической эпохи (1400 млн. лет), 3 — образования янцзыйской (чиньнинской) тектонической эпохи (750—800 млн. лет), 4, 5 — осадочный чехол; 4 — синий — палеозой, 5 — мезозой; 6 — ранние каледониды; 7 — каледониды; 8 — варисцидо-индосиниды; 9—11 — мезозонды; 9 — индосиниды, 10 — ранние яньшаниды, 11 — поздние яньшаниды; 12 — альпиды (гималанды); 13 — мезозойские и кайнозойские тектонические депрессии (структуры Дива), 14 — вулcano-плутонические комплексы яньшаньской тектонической эпохи приморских провинций, 15 — офиолитовые комплексы и отдельные тела гипербазитов, 16 — крупнейшие зоны разломов.

Платформа Янцзы: 1<sub>1</sub> — антеклиза Цзяннань, 1<sub>2</sub> — массив Хуайян, 1<sub>3</sub> — Сикан-Юньнаньская ось, 1<sub>4</sub> — Хубей-Гуйчжоуская синеклиза, 1<sub>5</sub> — Сычуаньская впадина, 1<sub>6</sub> — Центрально-Юньнаньская впадина. Катазиатская подвижная область: П<sub>1</sub> — Уишаньская раннекаледонская зона, П<sub>2</sub> — Юнкайская раннекаледонская зона, П<sub>3</sub> — Хунань-Гуанси-Гуандунская каледонская зона, П<sub>4</sub> — Фуцзянь-Чжэцзянская варисцийско-индосинийская зона, П<sub>5</sub> — варисцийская зона залива Цинжоу, П<sub>6</sub> — Юньнань-Гуансийский грабен, интенсивно прогибавшийся в триасе. Палеозойская Циньлинь-Дабейшаньская подвижная зона: ПП<sub>1</sub> — Циньлиньская подзона, ПП<sub>2</sub> — Дабейшаньская подзона. Мезозонды: IV<sub>1</sub> — зона Сонпан-Канзе, IV<sub>2</sub> — зона Сянкян, IV<sub>3</sub> — зона Лхаса. V — раннекаледонский массив Баошань. Зоны разломов: (цифры на схеме в кружках): 1 — Нуцзянская, 2 — Ланцзянская, 3 — Чиншацзянь-Юаньцзянская, 4 — Луньменьшаньская, 5 — Циньлинь-Дабейшаньская, 6 — Танчен-Луцзянь, 7 — Лишуй-Ченге-Дапу

<sup>1</sup> Все приводимые цифры за исключением специально оговоренных, получены по изотопному Rb—Sr-методу.



ние по циркону для района Мотьенлин на севере Гуанси, равное 2860 млн. лет [25].

Формация Баньси протягивается от Гуйчжоу на юго-западе до Аньхоя и Чжэцзяна на северо-востоке. Мощность ее до 3 км. К ней относятся помимо базальных конгломератов граувакковые песчаники, различные кремнистые породы, широко развиты флишевые отложения. На севере Гуанси в основании осадочных отложений также выявляется офиолитовый комплекс с абсолютным возрастом расслоенных габброидов, полученным по U—Pb-методу, 837 млн. лет [14]. Метаморфизм пород Баньси, в целом относительно невысокий, местами значительно возрастает. Так, на северо-восточном погружении антеклизы в условиях прогрессивного зонального метаморфизма появляются досинийские гранодиоритовые интрузии. Северо-западный склон антеклизы Цзяннань, вероятно, довольно пологий и формация Баньси досинийского фундамента на северо-востоке Гуйчжоу и в северо-западном углу Хунани часто выходит на поверхность в отдельных тектонических блоках.

По западной периферии платформы фундамент обнажен в довольно узком меридиональном поднятии, известным под именем **Сикан-Юньнаньской оси**. В пределах этого поднятия ранее выделялись два комплекса — гнейсовый (группа Данмо) и песчано-сланцевый (Куньян). Ныне обе группы считаются разновозрастными. На юге поднятия, у столицы Юньнани г. Куньмин, на серицитовых сланцах группы Куньян с весьма слабо ощутимым несогласием (орогения Чиньнин) лежат красноцветные аркозы Ченьцзян, которые выполняют древние рифты и считаются уже синийскими, но отделяются от лежащих выше тиллитов Наньто движениями орогенической фазы Ченьцзян.

На севере в горах Дабейшань фундамент платформы образует **Хуайянский массив**, который Хуан Тицзынь именовал ранее Хуайяньским щитом Сино-Корейской платформы. Имеющиеся ныне многочисленные абсолютные датировки гранито-гнейсовых комплексов массива укладываются в интервал 800—1000 млн. лет. Эти данные наряду с тем, что с северным подножием Дабейшаня совпадает резкий гравитационный градиент, рассматриваемый как «принципиальная геологическая граница между южным и северным Китаем» [12, с. 618], позволяют относить Хуайянский массив к фундаменту платформы Янцзы [13]. Фундамент платформы обнажен также в своде куполообразного поднятия Хуанлин, вскрывающегося в живописных ущельях Янцзы на юге Хубея, выше г. Ичан и описанного еще Рихтгофеном, Блекуэльдером и Ли Сыгуаном. Здесь выделяется комплекс Сяндоупин, в котором сланцы, гнейсы, амфиболиты, пегматоиды тесно переплетаются с гнейсовидными гранитами, датирующимися цифрой 850 млн. лет.

На остальной большей части территории платформы фундамент скрыт под осадочным чехлом. Наиболее глубоко он погружен в пределах мезозойского Сычуаньского «красноцветного бассейна» (до 12 км). По геофизическим данным предполагается, что в строении фундамента здесь принимают участие и раннепротерозойские отложения [16]. В общем фундамент платформы консолидировался 750—800 млн. лет назад в результате орогении Янцзы или, по терминологии геологов Нанкинской школы, Хуфеньянского диастрофизма [14].

Фанерозойская история платформы отчетливо разделяется на два этапа, граница между которыми приходится на рубеж среднего и позднего триаса, когда благодаря индосинийским движениям платформа превратилась в континент. Первый этап в свою очередь распадается на две части. В начале синия, после материкового оледенения, которым была охвачена вся платформа, в условиях устойчивых погружений стали накапливаться карбонатные мелководные осадки. Затем в раннем палеозое, по мере дифференциации на относительно поднятые и опущенные участки, обособились мелководные карбонатные платформы<sup>2</sup> и более мелководные бассейны [24].

<sup>2</sup> Так называются обширные плосковерхие относительные поднятия с мелководной карбонатной седиментацией типа современной Багамской банки.

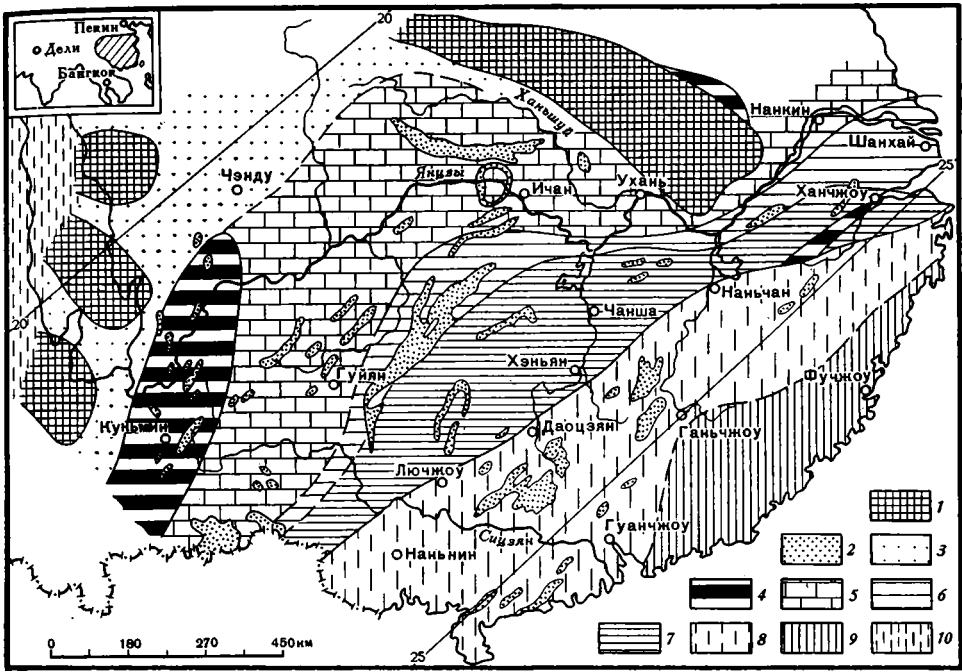


Рис. 2. Палеогеография и фации раннего кембрия юга Китая (составлена с использованием [10] и других работ Лю Янхао)

1 — области сноса, 2 — выходы на поверхность раннекембрийских отложений в современной структуре, 3—5 — внутренняя (прибрежная) часть шельфа (море Янцзы): 3 — песчаники, сланцы, доломиты с мелководной бентосной фауной, 4 — преимущественно фосфатные фации («пластовые» фосфориты), 5 — мелководные доломиты и известняки светлообнаженные зачастую водорослевые, 6—7 — внешняя часть шельфа и континентальный склон с пелагической фауной (море Цзяннань); 6 — черные сланцы, «каменный уголь», доломиты, 7 — черные сланцы, «каменный уголь», желваковые фосфориты; 8—10 — океанические бассейны: 8—9 — западная палеоокеаника; 8 — преимущественно вулканиты дифференцированной базальт-андезитовой и толентовой формаций, турбидиты, флиш, 9 — андезито-граувакково-кремнистая формация; 10 — Палеоазиатский океан

Синийско-раннекембрийский этап развития платформы Янцзы замечателен исключительно широким развитием осадков, аномально обогащенных фосфором, кремнием и органическим веществом (рис. 2). С этим временем, как известно, в истории развития Земли связана эпоха массового накопления фосфоритов. По обилию месторождений фосфоритов и их гигантским масштабам платформа Янцзы не знает себе равных [10]. Еще более уникальна платформа Янцзы в отношении обилия специфических пород, называемых здесь каменным углем (*stone coal*), но имеющих совершенно иную геологическую природу, чем собственно каменные угли. Эти породы являются более глубоководными аналогами фосфатных фаций [15]. Они широко используются для производства топливных брикетов, и полукустарными заводами, изготавливающими эти брикеты, усеяны многие дороги южного Китая. Основным химическим компонентом этих пород является кремнезем (55—70%), как свободный, так и, в меньшей степени, заключенный в глинистой примеси. Содержание органического вещества колеблется от 5—7 до 18—20% [8]. Эти породы характерны также аномально-высокими концентрациями некоторых элементов-примесей (0,2—0,5%  $V_2O_5$ ; 0,02—0,03% Mo; 0,02—0,06% Ni; 0,005% U). В условиях гипергенеза они могут обогащаться ураном, обуславливая образования отунитовых месторождений, как, например, это имеет место на западе Хунани. Подчеркнем, что раннекембрийские биопродукты широко представлены как по западной окраине платформы (Юньнань-Сычуаньская фосфоритоносная провинция), так и на противоположном восточном «конце» ее, обращенном к Катазиатской области, но практически неизвестны во внутренних частях платформы.

Это обстоятельство весьма важно для палеотектонических реконструкций.

Еще более значительно платформа Янцзы была дифференцирована в девоне, карбоне, перми, начале триаса. Отложения девона — нижнего карбона развиты в основном на западе, причем в южной части Гуйчжоу в это время накопилась 4—5-километровая толща карбонатных и класических осадков. На средний и верхний карбон — нижнюю пермь приходится карбонатная формация сравнительно небольшой мощности, но чрезвычайно широко распространенная. Верхней перми свойственны угленосные толщи, а на западе, в южной Сычуани, Гуйчжоу и Юньнани в это время происходило массовое излияние трапповых базальтов, связанное с растяжениями вдоль Сикан-Юньнаньской оси.

Антеклиза Цзяннань в течение всего палеозоя характеризовалась высоким стоянием, малыми мощностями синия и кембрия и практически отсутствием осадконакопления в более поздние периоды палеозоя.

Второй, мезозойский, этап развития платформы происходил в континентальных условиях, хотя и прерывался несколькими кратковременными морскими трансгрессиями. В течение юры — мела глубокие прогибания испытывает Сычуаньский «красноцветный» бассейн [7].

Отложения чехла платформы в большинстве случаев испытали дислокации, зачастую весьма значительные. Относительно спокойное залегание чехла сохранилось лишь на юго-западе Хубей-Гуйчжоуской синеклизы. Северо-восточное наблюдается серия довольно протяженных продольных разрывов северо-восточного простирания, со значительными амплитудами смещения. Узкие блоки между этими разломами сложены моноклинально падающими, иногда довольно круто, либо к северо-западу, либо к юго-востоку, отложениями различных систем палеозоя. Наблюдаются также узкие, протягивающиеся на десятки километров сундучные синклинали (грабены), разделенные широкими плоскими поднятиями. Для Сычуаньского бассейна характерны узкие гребневидные антиклинальные складки северо-восточного простирания, в ядрах которых выходят нижние (палеозойские) толщи чехла, в то время как обширные пространства между ними сложены полого лежащими меловыми красноцветами.

Если в Хубей-Гуйчжоуской синеклизе все структурные элементы ориентированы в направлении юго-запад — северо-восток, то на западе, в Юньнани, структуры первого порядка вытянуты меридионально. Они осложнены субширотными и диагональными разломами, образуя в совокупности сложную систему небольших блоков, из которых собственно и состоит Сикан-Юньнаньское поднятие. Широко развиты здесь синийские и кембрийские горизонты чехла в одних блоках залегают весьма полого, в других — наоборот, очень круто, в третьих — вырисовываются спокойные брахиструктуры.

Особенно резко нарушено залегание чехла в низовьях Янцзы, где вырисовывается зона напряженных дислокаций, зажата между двумя крупными массивами фундамента — Хуайанским и Цзяннаньским [21]. Здесь наблюдается как чередование узких, сжатых оборванных разломами синклиналей и антиклиналей, так и морфологически разнообразные горсты и грабены с круто, моноклинально падающими слоями.

Северо-восточная часть платформы в наибольшей мере насыщена интрузивными образованиями. В основном это небольшие тела различного состава, принадлежащие либо раннеяньшаньскому (170—140 млн. лет), либо позднеяньшаньскому циклу (140—110 млн. лет). На северо-востоке антеклизы Цзяннань имеются и довольно крупные массивы мезозойских гранитоидов.

### **Катазиатская подвижная область**

Эта обширная область располагается к юго-востоку от платформы и состоит в основном из двух частей, обширной каледонской, примыкающей к платформе, и узкой (в пределах континента) приморской варис-

цийско-индосинийской. Последняя, однако, простирается далеко на восток, распространяясь на шельфы Восточно- и Южно-Китайского морей. Граница между каледонидами и варисцидо-индосинидами проходит по зоне Лишуй-Ченге-Дапу, которая сопровождается каледонскими офиолитами [14]. В пределах варисцийско-индосинийской зоны расположен Фудзянь-Чжэцзянский яньшаньский вулканоплутонический пояс, что служит основанием для некоторых китайских геологов выделять вдоль побережья еще и яньшаньскую подвижную зону [14].

Каледониды делятся на ранние и собственно каледониды. Первые явно тяготеют к периферической, т. е. более удаленной от платформы части, слагая два поднятия — Уишаньское на северо-востоке и Юнкайское на юго-западе, оформившихся в результате тектоно-магматических движений юннаньской фазы, происшедших на рубеже кембрия и ордовика. В обеих названных структурах древнейшими являются синийско-кембрийские граувакки, аспидные и кремнистые сланцы, андезиты, базальты, туфы, общей мощностью до 10 км [6]. Вулканы тяготеют к нижней части разреза и наиболее широко развиты в смежных частях провинций Гуанси и Гуандун, на востоке и в центре Хунани, юге Цзянси и северо-западе Фудзяня. В зоне Лишуй-Ченге-Дапу подушечные базальтовые лавы тесно ассоциируют с серпентинизированными гарцбургитами, пироксенитами, расслоенными габбро. Этот комплекс интерпретируется как офиолитовый [14], формирующий основание каледонских образований.

Самой характерной чертой синийско-кембрийских осадочных и вулканогенных пород является интенсивный метаморфизм. Во многих участках здесь выявлены и детально откартированы зоны минеральных фаций прогрессивного метаморфизма, обычно включающие хлоритовую и биотитовую зоны зеленосланцевой фации, а затем альмандин-ставролитовую и кианит-силлиманитовую зоны амфиболитовой фации. Для обеих раннекаледонских структур весьма характерна синтетектоническая мигматизация и гранитообразование на уровне 475—478 млн. лет. Широкое развитие мигматитов, амфиболитов, пнейсовидных гранитоидов и других кристаллических образований в этих регионах и послужило в свое время причиной зарождения концепции о древнем континенте Катазии.

По иному плану развивались каледониды в обширной области, примыкающей с юго-востока непосредственно к платформе. На протяжении синия и кембрия здесь формировались граувакки и кремнистые сланцы, а в раннем и среднем ордовике — граптолитовые сланцы при отсутствии вулканитов. Резко выражено несогласие перед верхним ордовиком. Соответственно метаморфизм, мигматизация и гранитообразование, проявившиеся здесь значительно слабее, чем в ранних каледонидах, смещаются на уровень 420—425 млн. лет. В этой области, как и в ранних каледонидах, ниже- и средне-девонские молассовые, зачастую красочные отложения, с явно выраженным несогласием ложатся на более древние палеозойские образования, смятые в узкие сжатые изоклинальные складки. В раннедевонских конгломератах зачастую встречаются гальки, которые отвечают массивам известково-щелочных гранитоидов с абсолютным возрастом 385 млн. лет. В рассматриваемой области каледонский фундамент глубоко погружен под более молодыми каледонскими образованиями, и она именуется нанкинскими геологами Хунань-Гуанси-Гуандунской варисцийско-индосинийской депрессией. Средний и верхний палеозой представлен здесь известняками (средний и верхний девон), песчаниками и угленосными толщами (карбон, пермь, начало триаса). Суммарная мощность этих отложений достигает до 3—4, а на севере Гуандуна 7—8 км. Варисцийские тектоно-магматические движения выражены в рассматриваемой области довольно существенным несогласием между верхнепермскими угленосными толщами и нижнепермскими известняками, либо более древними каменноугольными и девонскими отложениями. Местами, например на северо-востоке Цзянси, пермские отложения непосредственно покоятся на гранитизированном каледонском фундаменте.

Характер дислокаций средне- и верхнепалеозойских отложений неоднороден. Широко распространенные на западе Хунани и северо-востоке Гуанси девонские известняки разбиты разноамплитудными разломами на блоки, различные по величине и автономно дислоцированные. Наблюдается, как в одном из блоков эти слоистые породы полого падают в одну сторону, а в соседнем — более круто в другую, в то время как в третьем (более обширном) сохраняется пологое, близкое к горизонтальному, залегание. Интенсивная тектоническая раздробленность палеозойских карбонатных отложений в условиях жаркого и влажного климата Южного Китая приводит к образованию живописных карстовых пещер, которые привлекают сюда туристов со всего мира.

Заслуживают специального упоминания еще две специфических структуры. Первая — это значительный по размерам грабен на западе Хунани, непосредственно у границы каледонид с платформой, выполненный позднепалеозойскими — раннетриасовыми кластическими отложениями, перемежающимися с субазральными вулканитами, вмещающими многочисленные стратиформные месторождения полиметаллов. Вторая — это своеобразная складчатая широтная зона Нанлин на юге Хунани, возникшая на месте ниже- и среднетриасового прогиба, выполненного осадками мощностью до 8 км. Эта зона подчеркивается также широтным поясом герцинских гранитоидов. Последние по обоим флангам нанлинской зоны образуют еще два субмеридиональных пояса — один, приуроченный к западному крылу зоны Лишуй-Ченге-Дапу, и второй, прослеживающийся от Чанша к Наньину. Время их внедрения отвечает широкому интервалу от 300 до 250 млн. лет. Все они имеют коровую природу и несут оловянно-вольфрамовую и тантал-ниобиевую минерализацию. В этой же области широко распространены структуры типа «дива», формировавшиеся в течение мезозоя и кайнозоя, сопровождающиеся яньшаньским магматизмом. Таким образом, Хунань-Гуанси-Гуандунские каледониды были существенно переработаны в результате варисцийско-индосинийских тектоно-магматических событий. Собственно варисцийско-индосинийская зона, лежащая восточнее офиолитового шва Лишуй-Ченге-Дапу, следует от залива Ханчжоу на северо-востоке на юго-запад к Сянгану (Гонконгу). На значительной части своего протяжения, особенно у Наньпина в Фудзяне, этот шов представляет собой серпентинитовый меланж, в котором хаотически перемешаны бескорневые тела ультрабазитов, базальтов, мраморов, кремней, турбидитов, несомненно указывающие на существование здесь коллизионной зоны.

Варисцийско-индосинийские складчатые комплексы в рассматриваемой зоне мало где выходят на поверхность, будучи погребенными под позднемезозойскими вулканами Фудзянь-Чжэцзянского пояса. Недавно было установлено, что в Фудзяне фундаментом для вулканитов служат метаморфизованные флишоидные отложения с фузулинидами среднего карбона, смятые в узкие линейные складки, и несогласно перекрывающие их позднетриасовые-раннеюрские кластические толщи, а юго-западнее, в Гуандуне и на о-ве Хайнань, мощные интенсивно дислоцированные и метаморфизованные граувакковые толщи карбона и перми. На южном побережье Гуанси выделяется специфическая зона залива Цинчжоу, вытянутая с юго-запада на северо-восток, в которой преобладают флишоидные толщи с возрастным диапазоном силура-карбона. В этой зоне не проявились каледонские движения, и она именуется нанкинскими геологами «остаточной герцинской геосинклиналью» [14].

В целом вместе с территориями, занятыми современными шельфами, варисцийско-индосинийская зона, прослеживающаяся в поперечном направлении вплоть до восточного побережья Тайваня, реставрируется как элемент окраины Азиатского континента в позднем палеозое. Отсюда край континента прослеживался как на север, к известной зоне Хида в Японии, так и на юг к Филиппинам и Калимантану.

## Циньлин-Дабейшаньская палеозойская складчатая зона

Эта зона служит восточным окончанием обширной палеозойской Куньлунь-Наньшань-Циньлинской складчатой системы, протягивающейся с запада на восток на расстояние более 2000 км. Зона состоит из двух частей: западной Циньлинской и восточной Дабейшаньской разделенных впадиной Суньфын (Наньян). В Циньлине выделяется две узкие подзоны — каледонская и вариссийско-индосинийская, а в еще более узком Дабейшане каледониды срезаются поперечной субмеридиональной системой разломов Танчен — Луцзян или Тан-Лу. Последнюю Хуан Тицин считает одним из наиболее важных тектонических элементов всей Восточной Азии. Эта зона была активной в мезозое и кайнозое. Она считается сдвиговой и некоторые исследователи оценивают амплитуду левого сдвига в несколько сот километров, что, однако, не подтверждается, так как антеклиза Цзяннань, которую рассматриваемая зона пересекает южнее, сохранилась без смещения.

Восточная, Дабейшаньская часть зоны представляет собой очень узкий коридор между двумя китайскими платформами. Он выполнен песчано-сланцевыми отложениями раннего палеозоя, интенсивно метаморфизованными. В этой узкой зоне известны отдельные тела гипербазитов, но никто из китайских тектонистов, возможно, за исключением Ч. Чжана [25], не считает, что платформы в раннем палеозое были сколько-нибудь существенно разъединены. В пользу такого единства может свидетельствовать, в частности, и тот факт, что фосфатные фации раннего кембрия из низовьев Янцзы, видимо, протягиваются на запад в Хенань, т. е. на территорию Северо-Китайской платформы [9]. В девоне и карбоне Циньлиню отвечают довольно интенсивно прогибавшиеся бассейны, заполнившиеся песчано-сланцевыми отложениями. Основные движения придяются на позднюю пермь. К северу от этой вариссийской зоны Циньлиня прослеживается узкая каледонская, выполненная метаморфизованными отложениями раннего палеозоя. Циньлинско-Дабейшаньская зона насыщена магматическими образованиями, преимущественно яньшаньской тектоно-магматической эпохи. На востоке Циньлиня широко развиты малые известково-щелочные интрузии диоритов, гранодиоритов и гранитов, обладающих порфировой структурой и тела, выполняющие трубки взрыва. С ними связана молибденовая, вольфрамовая, полиметаллическая и золото-серебряная минерализация.

Нельзя не отметить, что непосредственно к западу на простирании Циньлиня располагается Наньшаньская каледонская зона, изобилующая выходами пород офиолитового комплекса. Здесь выделяется по крайней мере два крупных офиолитовых шва и пояса глаукофан-кроссит-фенгитовых сланцев, что позволяет считать вполне вероятным возможность существования здесь палеозойского (раннепалеозойского) океанического бассейна, резко сужавшегося к востоку и замыкавшегося в Дабейшане.

### Мезозонды юго-запада Китая (запад Тибета, Юньнань, Сычуань)

Западная часть Южного Китая относится к мезозойским складчатым сооружениям. Она подразделяется на три зоны: индосинийскую Сонпан-Канзе, раннеяньшаньскую Сянкян и позднеяньшаньскую Лхаса [25]. Эти зоны сочленяются друг с другом по офиолитовым швам. Между первой и второй находится Чиншацзян-Юаньцзянский шов, по протяженности, вероятно, один из самых значительных в мире, а между второй и третьей Северо-Тибетский — Западно-Юньнаньский шов, также весьма протяженный. В современной структуре все указанные элементы в широком плане образуют дуги, выпуклые к северо-востоку, подчиняясь генеральному структурному рисунку, определяемому конфигурацией зоны столкновения Индостанской и Евразийской плит.

В зоне Сонпан-Канзе выделяются две подзоны — западная, примыкающая к офиолитовому шву и протягивающаяся примерно по меридиану

ну 100° в. д. вдоль меридионального участка течения р. Чиншацзян, и восточная, занимающая обширные еще недостаточно изученные высокогорные области центральной Сычуани. Первая сложена вулканитами дифференцированной базальт-андезитовой формации, туфами, граувакками, кремнистыми породами, преимущественно триасового возраста. Она насыщена интрузиями как индосинийскими (230 млн. лет), так и яньшаньскими, проявившимися в более широком возрастном диапазоне (90—215 млн. лет). Восточная подзона — типично флишевая. Источником сноса для нее служила не только западная островодужная часть зоны, но и оба континента — Северо- и Южно-Китайский. Ч. Чжан [25] считает этот флишевый бассейн центральной и северной Сычуани крупнейшим в мире. В экзотических олистостромовых блоках флиша встречены породы с фауной в интервале от силура до триаса. Восточная часть зоны в отличие от западной, насыщенной известково-щелочными гранитоидами, часто амагматична. Основные движения в этой зоне приходятся на конец триаса.

Чиншацзян-Юаньцзянский шов на большей своей части представляет собой тектонический меланж с обломками, глыбами и блоками различных по возрасту и составу пород, в том числе известняков и радиоларитов с фауной девона, карбона и перми, заключенных в серпентинитовой массе.

**Северо-Тибетская — Западно-Юньнаньская зона**, сжатая до ширины всего 100 км на северо-западе Юньнани, постепенно расширяется как на северо-запад в Тибет, так и на юго-восток во Вьетнам. С запада она ограничена одноименным офиолитовым швом. Офиолитовые комплексы встречаются и во внутренней части зоны. Они считаются на большей части яньшаньскими [25], но вполне вероятно, что среди них имеются и более древние, вплоть до каледонских, а возможно, и янцзыйские (предсинийские).

По существу все породы, слагающие данную зону, значительно метаморфизованы. Наиболее древние из них по возрасту, вероятно, отвечают досинийской формации Куньян, обнажающейся восточнее в фундаменте платформы. Это вулканиты основного состава, соответствующие как толеитовым (0,1—0,2%  $K_2O$ ), так и щелочным калиевым базальтам (3—4%  $K_2O$ ). Непосредственно вблизи зоны р. Красной (Юаньцзян) известны выходы синийских и раннекембрийских отложений фациально и по мощностям не отличающихся от таковых, развитых по западной окраине платформы. Это — карбонатные фосфатоносные толщи раннего кембрия. Они смяты в узкие сжатые складки, опрокинутые к юго-западу. Основную роль в строении зоны играют пермтриасовые терригенно-вулканогенные отложения, достигающие больших мощностей. Главное несогласие — предверхнеюрское. Вышележащие толщи представлены красноцветами, мало чем отличающимися от красноцветов, выполняющих Сычуаньский бассейн. Характерно широкое развитие щелочных пород, в том числе щелочных сненитов, яньшаньского возраста.

**Зона Лхаса**, располагаясь в основном в Тибете, попадает в рассматриваемую территорию лишь в пределах узкого хребта Гаолигоншань, тянувшегося по границе с Бирмой. Эти весьма экзотические места еще слабо изучены. Известно, что здесь изобилуют метаморфические породы, в том числе и гранито-гнейсовые комплексы, дораннекембрийского возраста. Встречаются и пояса с глаукофановыми сланцами. Возраст метаморфизма и гранитообразования — позднеяньшаньский. Отдельные гранитные тела датируются цифрами в интервале 85—82 млн. лет. Широко представлены кайнозойские базальты.

#### НЕКОТОРЫЕ ВЫВОДЫ

1. Платформа Янцзы консолидировалась к началу синия (750—800 млн. лет назад), но испытала в фанерозое значительные тектономагматические движения, особенно интенсивные в периферических ее частях.

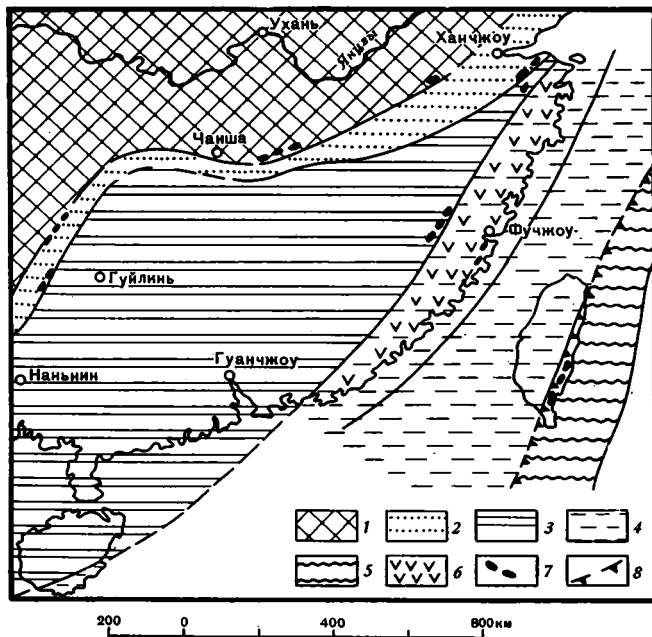


Рис. 3. Плейттектоническая интерпретация юго-восточного Китая (по [14] с дополнениями автора)

1 — древний досинийский континент Янцзы, 2—5 — аккреционные зоны, возникшие в результате субдукции океанической (Западно-Тихоокеанской или Филиппинской) плиты под континентальную, происходившей: 2 — в янцзыйскую тектоническую эпоху, 3 — в каледонскую эпоху, 4 — в вариссийско-индосинийскую эпоху, 5 — в альпийскую эпоху; 6 — Фучзянь-Чжецзянский вулканоплутонический пояс, сформировавшийся в яньшаньскую тектоническую эпоху, 7 — офиолитовые комплексы, 8 — местоположение края Азиатского континента в конце вариссийско-индосинийской эпохи

2. Среди синийских и раннекембрийских образований платформы как на западной так и юго-восточной ее окраине выделяется ряд характерных формаций, таких, как красноцветная аркозавая, заполняющая древние рифты, толеитовых и щелочных базальтов, ассоциирующихся с пелагическими осадками, и кремнисто-карбонатная фосфатноносная, в которой захоронены огромные массы фосфатных осадков. Совокупность этих формаций можно интерпретировать, допустив возникновение напряжений растяжений по обоим окраинам платформы, которые в конце концов привели к отделению ее от каких-то других досинийских сиалических масс, образованию глубоководных морских бассейнов с океанической или субокеанической корой — Дзянкинзянского [10] на западе и Катазиатского на востоке. Первый являлся частью Палеоазиатского океана, а второй — Палеопацифики. Только подобным допущением можно объяснить образование Юньнань-Сычуанской фосфатноносной провинции на западе и Цзянси-Чжецзянского бассейна на востоке, сформировавшихся самостоятельно друг от друга в результате апвеллинга холодных глубинных, богатых растворенным фосфатом вод, с запада в первом случае и с востока во втором. В то же время сам факт сохранности древних фосфатноносных формаций, формировавшихся несомненно на окраине древнего континента (платформы), свидетельствует о том, что «обламывание» его краев в результате деструктивных тектонических процессов в фанерозое, если и происходило, то не привело к существенному уменьшению размеров этого континента.

3. Юго-восток Китая имеет типичную аккреционную тектоническую природу. Этот регион причленился к платформе Янцзы в результате его взаимодействия с соседней океанической Тихоокеанской плитой, проявившегося в виде субдукции второй под первую. Процесс этот в течение фанерозоя смещался с северо-запада на юго-восток, пока не достиг современных восточных окраин Тайваня (рис. 3). Расширение ареалов известково-щелочного магматизма вариссийско-индосинийского



сравнительно с каледонским и яньшаньского сравнительно с варисцийско-индосинийским, вероятно, можно связывать с выполаживанием зоны Беньофа. Многократная тектоно-магматическая переработка субстрата приморских провинций в процессе каледонского, варисцийско-индосинийского и яньшаньского диастрофизма привела, в частности, к формированию уникальных по масштабам и концентрациям полезных компонентов, месторождений вольфрама, молибдена, тантала, ниобия, сурьмы и других редких металлов.

4. Юго-запад Китая вырисовывается в виде обширной аккреционной области, состоящей из нескольких зон, которые в течение мезозоя последовательно в направлении с северо-востока на юго-запад прицленились к палеозойскому Евразийскому континенту до тех пор, пока в раннем кайнозое не произошла коллизия с Индостаном и континент приобрел современные размеры и очертания.

#### Литература

1. Белоусов В. В. Основные черты тектоники Центрального и Южного Китая.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1956, № 8, с. 3—28.
2. Ильин А. В. Древние фосфориты платформы Янцзы.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1983, № 11, с. 141—157.
3. Тектоника Евразии/Ред. Яншин А. Л. М.: Наука, 1965. 328 с.
4. Тектоническая карта Тихоокеанского сегмента Земли/Ред. Пуцаровский Ю. М., Удинцев Г. Б. М-6: 1 : 10 000 000. М.: ГУГК, 1970.
5. Хань В. Е. Региональная геотектоника (Внеальпийская Азия и Австралия). М.: Недра, 1979. 356 с.
6. Anon. Granitic rocks of S. E. China and metallic mineral deposits.— Sci. Sinica, 1972, № 1, p. 58—82.
7. Chen Piji, Li Wenben, Chen Jinhua et al. Stratigraphical classification of Yurassic and Cretaceous in China.— Sci. Sin. Ser. B., 1982, v. XXV, № 11, p. 1227—1248.
8. Chen Nansheng, Yang Xiuzhen, Liu Dehan, Xiao Xuejun. Lower Cambrian black argillaceous and arenaceous rock series in South China and associated stratiform deposits.— Min. deposits, 1982, v. 1, № 2, p. 39—52 (на китайском языке).
9. Chen Qiying and Chen Zhiming. The Early Cambrian progradational phosphorite series in western Henan province.— In: Research on geology, Beijing, 1982.
10. Fifth international field workshop and seminar on phosphorite. Kunming, China, 1982.
11. Guidebook to field excursions. V-th international field workshop and seminar on phosphorite. Kunming, China, 1982. 50 p.
12. Huang Chi-ching. An outline of the tectonic characteristics of China.— Ecl. Geol. Helvetiae, 1978, v. 71, № 3, p. 611—635.
13. Huang Chi-ching, Yen C. S., Jiang C. F. et al. The geotectonic evolution of China. Publ. House of Geology. Beijing, 1980. 124 p. (На китайском языке).
14. Investigation on the time and spatial distribution of the granitic rocks of S. E. China, their petrographic evolution, petrogenetic types and metallogenetic relation.— J. Nanjing Univ. Spec. Issue, 1980. 56 p.
15. Lu Yanhao. Genesis and distribution of the Cambrian metallic and non-metallic ores in China.— In: Development in Geosciences. Science press, China, 1984, p. 135—147.
16. Ma Xingyuan, Wu Zhengwen. Early tectonic evolution of China.— Precamb. Res., 1981, v. 14, № 3—4, p. 185—207.
17. Marine and continental tectonic map of China and its environs, scale 1 : 5 000 000/Ed. Zhang Wenyu. Beijing, 1983.
18. Proceedings of symposium on geology of granites and their metallogenetic relations (Abstracts), Nanjing Univer. Press. 1982. 97 p.
19. Tectonic map of China, scale 1 : 4 000 000/Ed. Huang Chi-ching. Chin. Acad. Geol. Sci., Beijing, 1979.
20. Tectonic map of China, scale 1 : 4 000 000/Ed. Chen Guoda Acad. Sin. 1978.
21. Wang Zhitiun. Complex model of copper metallogeny in Middle-Lower Yantzee valley and its significance for one exploration.— Sci. Sin. Ser. B., 1982, v. XXV, № 7.
22. Xu Y. W. The horizontal displacement of Tancheng—Lujang fault zone and its geological significance.— In: «Scientific Papers on Geology for International Exchange». Publ. House of Geology. Beijing, 129—142 p. (На китайском языке).
23. Xu Keqin, Hu Shonxi, Sun Mingzhi, Ye Jun. On the two genetic series of granites in south-eastern China and their metallogenetic characteristics.— Min. deposits, 1982, v. 1, № 2, p. 1—14. (На китайском языке).
24. Zhang Yunming, Yang Wan-rong, Qiu Yim-yu. The depositional environments of the carbonate rocks and the phospharite.— J. Stratig., 1983, v. 5, № 2, p. 31—39. (На китайском языке).
25. Zhang Zh. M., Liou J. G., Coleman R. G. An outline of Plate Tectonics of China.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1984, v. 95, № 3, p. 295—312.

УДК 551.242.23(491.1)

З ВЕРЕВ С. М., ЯРОШЕВСКАЯ Г. А.

## ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ И ГЕОЛОГИЯ ИСЛАНДИИ

Детальные сейсмические исследования позволили установить новые закономерности строения верхней части земной коры Исландии. Уточнена модель третьего сейсмического слоя, который в своей верхней части имеет скорость 6,0 км/с, постепенно возрастающую с глубиной до 6,5 км/с. Установлена корреляция сейсмических параметров слоев с возрастом пород, залегающих на поверхности. С учетом этих закономерностей проведено обобщение всех материалов метода преломленных волн для Исландии. Составлены схема районирования Исландии по сейсмическим параметрам, карта глубин третьего слоя, сводные сейсмические разрезы. На основе сопоставления сейсмических результатов с данными геологии и бурения сделаны предположения о природе сейсмических границ. Сходство схем районирования с тектонической и геохронологическими схемами говорит об унаследованном характере геологической истории острова. Выделены свидетельства ее изменчивости и эпизодического существования рифтовых условий.

Исландия является одним из интереснейших геологических объектов на Земле. Она характеризуется высокой интенсивностью современных процессов рифтообразования и вулканизма. Несомненная связь Исландии со срединно-океаническим хребтом давала надежду понять процессы, происходящие на подводных частях хребта, путем исследований на суше. По этим причинам в период Международного геодинамического проекта (1970—1980) в Исландии были проведены разнообразные геолого-геофизические исследования учеными различных стран.

Как известно, на северо-западе, востоке и на севере центральной части Исландии развиты покровы неогеновых платобазальтов (16—3,1 млн. лет). Две неовулканические (рифтовые) зоны протягиваются параллельно друг другу в общем с юго-запада на северо-восток. Восточная зона пересекает весь остров, западная прослеживается с юго-запада до центра Исландии. Эти зоны сложены плейстоцен-голоценовым вулканогенным комплексом (моложе 0,7 млн. лет) и имеют очень сложную внутреннюю структуру с многочисленными роями даек и современными центральными вулканами. Полосы между платобазальтами и неовулканическими зонами, а также раздел между двумя неовулканическими зонами сложены плиоцен-эоплейстоценовым вулканогенно-осадочным комплексом пород (3,1—0,7 млн. лет).

Границы указанных комплексов, взятые со схемы Е. Е. Милановского [1], нанесены на рис. 1.

Известно, что различные авторы приходят к разным представлениям об истории геологического развития Исландии. К. Саемундссон, как и некоторые другие геологи и геофизики [11, 15], считает, что ведущим механизмом развития острова является раздвижение земной коры и образование в осевой части рифта новой коры путем интрузивных и эффузивных процессов, т. е. происходящие процессы подобны тем, которые постулируются для срединно-океанического хребта, и кроме того, они осложнены влиянием «горячей точки». Г. Пальмасон разрабатывает механические аспекты такого механизма [11].

Е. Е. Милановский и некоторые другие исследователи [1, 2] предполагают, что растяжение земной коры в Исландии имеет ограниченный характер. Они указывают на ряд признаков прежнего существования суши и континентальной коры в Северной Атлантике в районе Исландии. Многие черты современной структуры связываются с процессами «базификации» континентальной коры и ее преобразованием за счет глубинного тепла, приносимого в области рифтовой зоны.

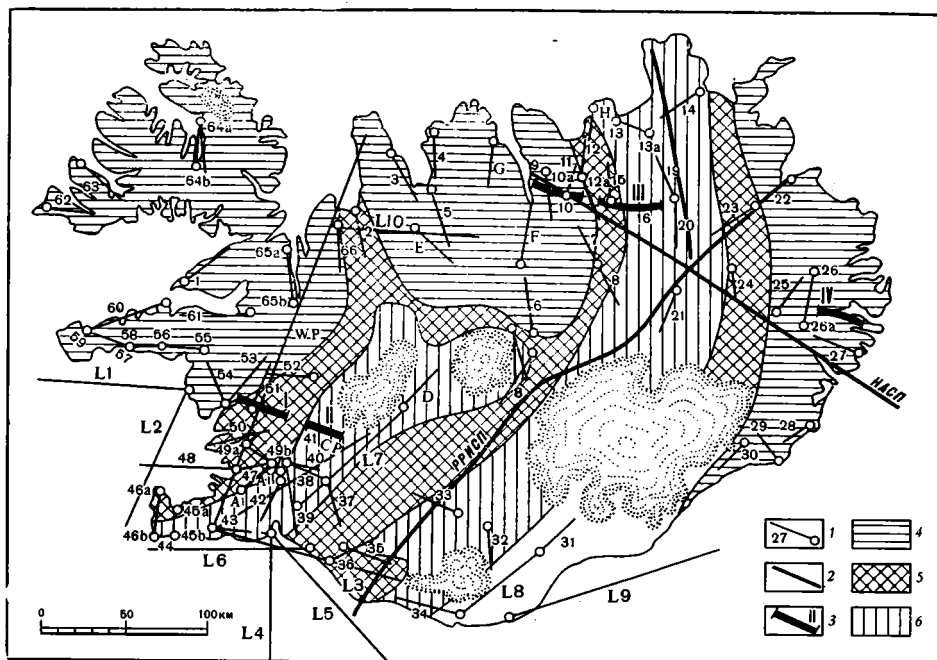


Рис. 1. Схема распространения разновозрастных вулканогенных пород в Исландии (по Е. Е. Милановскому [1]) и расположение сейсмических профилей  
 1 — сейсмические профили Г. Палмасаона [10], кружок — пункт взрыва; 2 — профили ГСЗ НАСП и РРИСП; 3 — линии детальных исследований МОВ — МПВ; 4 — неогеновые платобазальты (возраст 16—3,1 млн. лет); 5 — плиоцен-эоплейстоценовый комплекс (3,1—0,7 млн. лет); 6 — плейстоцен-голоценовый комплекс (возраст менее 0,7 млн. лет)

Составленные упомянутыми авторами тектонические схемы являются синтезом геологических данных и лишь частично используют геофизические материалы. В то же время накопление новых геофизических данных в последние годы в Исландии происходило быстрее, чем когда-либо раньше. В частности, при активном участии советских ученых были проведены сейсмические исследования различного масштаба. Во время международных проектов НАСП-72 и РРИСП-77 было выполнено глубинное сейсмическое зондирование (ГСЗ) всей толщи земной коры. Впервые в Исландии были проведены сейсмические исследования верхней части земной коры методами отраженных (МОВ) и преломленных (МПВ) волн.

На базе этих исследований появилась возможность обобщения ранее полученных материалов сейсмических наблюдений, сопоставления сейсмических и других геофизических и геологических результатов, а также формулировки некоторых геологических выводов из данных геофизики. В настоящей статье перечисленные вопросы рассматриваются для материалов сейсмических исследований верхней части разреза коры методами МПВ и МОВ. Результаты ГСЗ частично опубликованы [14]. Более полное обсуждение фактических материалов сейсмических исследований в Исландии готовится к печати.

#### ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ РАЗРЕЗА

Детальные сейсмические исследования были проведены на профилях (см. рис. 1), пересекающих на севере и юге Исландии платобазальтовые области и осевую часть рифтовой зоны, а на востоке — наиболее древнюю часть острова, и в целом перекрывающих районы с широким диапазоном возрастов пород на поверхности — от 0 до 10 млн. лет [17, 18].

Проводилось непрерывное сейсмическое профилирование с расстоянием между сейсмоприемниками 100 м и наблюдениями волн из 5—6 пунктов взрыва, расположенных на профилях через 5—15 км.

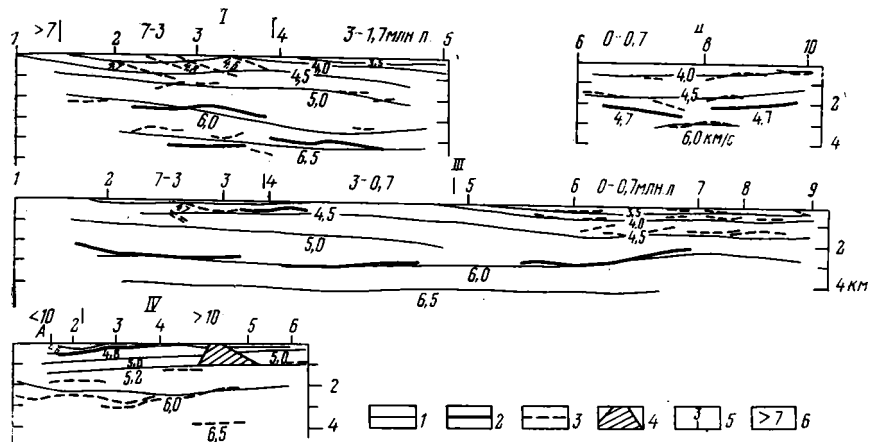


Рис. 2. Сейсмические разрезы, построенные по данным преломленных волн на профилях детальных исследований I—IV  
 1 — границы и изолинии скоростей, определенные методом математического моделирования; 2 — границы, построенные методом полей времен; 3 — границы, построенные методом  $t_0$ ; 4 — тело вулкана, определенное методом математического моделирования; 5 — пункты взрыва; 6 — возраст поверхностных пород. Цифры под границами соответствуют различной скорости, на границе — скорости изолинии

В результате детальных наблюдений на всех профилях были выделены сейсмические волны, по кажущимся скоростям близкие к скоростям слоев, установленных для Исландии Г. Палмасоном [10]: 2,75 км/с (слой 0), 4,14 (слой 1), 5,08 (слой 2) и 6,5 км/с (слой 3). Построенные по данным МПВ сейсмические разрезы приведены на рис. 2. На всех профилях преобладают наклоны границ и изолиний скоростей в сторону осевой части рифтовой (неовулканической) зоны.

В верхней части разреза толщиной 1—2 км скорость увеличивается с глубиной постепенно. В платобазальтовой зоне (возраст 7—3 млн. лет) вблизи поверхности на фоне этого нарастания выделены преломляющие горизонты со скоростями 4,3—4,7 км/с, сравнительно круто наклоненные в сторону рифта, соответствующие тонким пропласткам с повышенной скоростью. Они сменяются с глубиной несогласно залегающей поверхностью второго слоя (со скоростью 5,0 км/с).

В рифтовой зоне скорости вблизи поверхности низки — 2,5—2,8 км/с, мощность слоя с этими скоростями превышает 1—1,5 км, он подстилается границами со скоростями, аналогичными для приповерхностной части платобазальтовой области (4,0—4,7 км/с), и в целом существует пологая депрессия, заполненная малоскоростными толщами. Второй слой отсутствует.

Следующая граница со скоростью около 6,0 км/с залегает несогласно с вышележащими, она поднимается в сторону осевой части рифта, а также на отдельных участках древних областей. Нижняя граница со скоростью 6,5 км/с чаще всего параллельна предыдущей.

Детальные исследования МПВ позволили установить следующие новые особенности строения верхней части разреза земной коры Исландии.

Во-первых, уточнена сейсмическая модель третьего слоя. Благодаря детальным наблюдениям была выделена волна со скоростью 6,0 км/с, имеющая область прослеживания около 10 км. Волна начинается в последующих вступлениях и довольно отчетливо сменяет в первых вступлениях предыдущую волну, имеющую скорость 5,0—5,2 км/с [17, 18]. Переход от скорости 6,0 к 6,5 км/с значительно менее резкий и, возможно, постепенный. Вероятнее всего, волна со скоростью 6,0 км/с является начальной частью рефрагированной волны, распространяющейся в третьем слое. Таким образом, вместо однородного слоя со скоростью 6,5 км/с мы предполагаем третий слой неоднородным, имеющим скорость

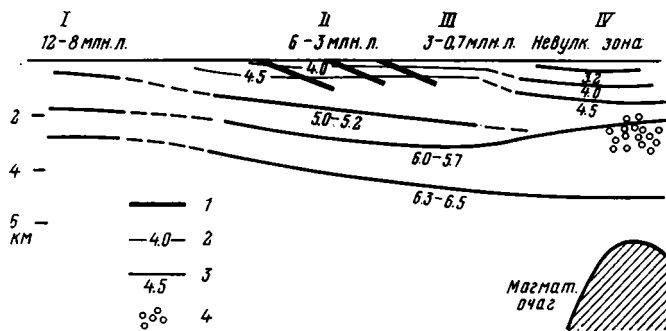


Рис. 3. Схематический разрез, обобщающий данные преломленных волн на детальных профилях в Южной, Северной и Восточной Исландии 1 — границы вблизи поверхности, отождествляемые с геологическими; 2 — изолинии скоростей 4,0 и 4,5 км/с; 3 — преломляющие (глубокие) границы и преобладающие граничные скорости; 4 — очаги землетрясений на северном профиле в районе Краблы [6]. В верхней части указаны возрастные зоны

6,0 км/с в верхней части толщиной 1—1,5 км, и 6,5 км/с — в более глубоких частях. Подобное предположение подтверждается разрезами, на которых видно принципиальное значение границы со скоростью 6,0 км/с, — несогласие ее с вышележащими границами и параллельность с границей, имеющей скорость 6,5 км/с.

Вторая особенность структуры верхов коры Исландии, выявленная детальными исследованиями МПВ, — зависимость сейсмических характеристик разреза от возраста пород, залегающих на поверхности. Чем моложе район, тем меньше скорости сейсмических волн и больше времена их прихода. Годографы для разобщенных в пространстве разновозрастных участков профилей оказываются более сходными, чем годографы на соседних разновозрастных профилях. Эти зависимости видны и на разрезах (см. рис. 2). В соответствии с геохронологическим подразделением Исландии, использующим палеомагнитную стратиграфию и калий-аргоновые определения [13], на разрезах были выделены четыре структурные зоны, соответствующие возрастам 0—0,7, 0,7—3,1, 3,1—7,0 и 7,0—10,0 млн. лет. Для этих зон построены соответствующие скоростные модели, объединенные затем в обобщенный схематический разрез (рис. 3), позволяющий наглядно судить о вариации строения верхней части коры. Для возрастов более 0,7 млн. лет можно видеть постепенное изменение структуры. Наиболее значительный скачок происходит на границе рифтовой зоны (возраст менее 0,7 млн. лет).

Таким образом, основные результаты детальными исследований, использующих преломленные волны, сводятся к следующему — предложена новая скоростная модель верхней (до 5—6 км) части коры Исландии с иным строением третьего слоя; построены разрезы и скоростные зависимости для различных тектонических зон; установлена корреляция скоростной структуры с возрастом региона, которая представлена в виде обобщенного схематического разреза.

### ОБОБЩЕНИЕ ДАННЫХ СЕЙСМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ДЛЯ ВСЕЙ ИСЛАНДИИ

Представляло большой интерес выяснить, соблюдаются ли закономерности, выявленные на отдельных детальными профилях, для всей территории острова, покрытой большим числом профилей с точечными наблюдениями [10]. С этой целью при любезном содействии Г. Палмасона одним из авторов статьи было проведено обобщение первичных материалов этих профилей.

Были проанализированы сейсмограммы и таблицы времен вступления первых волн на всех профилях, составлены необходимые монтажи сейсмограмм.

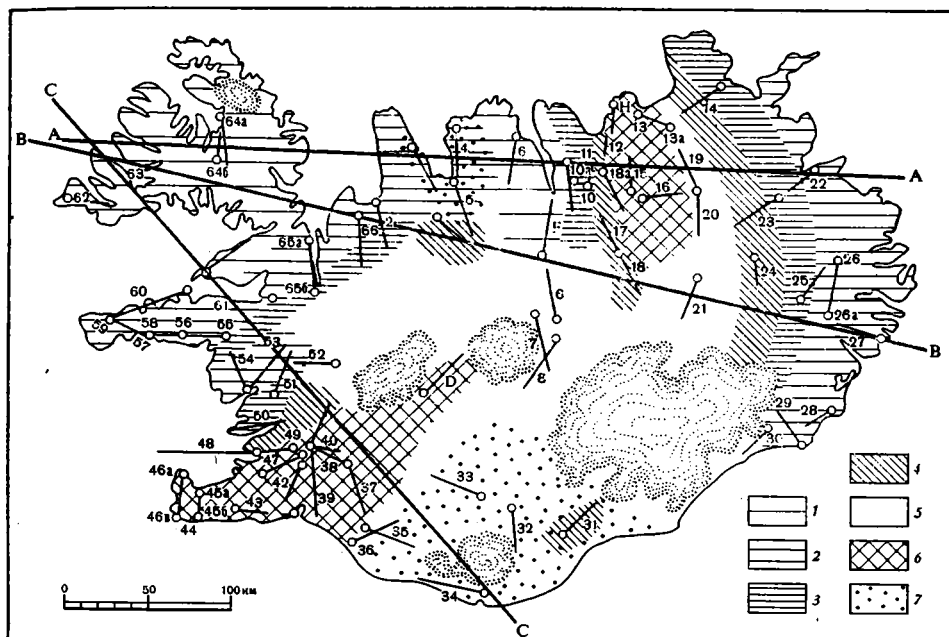


Рис. 4. Схема районирования Исландии по характеру сочетания годографов преломленных волн. Условные обозначения соответствуют районам со значениями в сек.  $t_0$  воли с  $V=5,0$  (а) и  $6,0$  (б) км/с  
 1 — а — 0,1—0,2; б — 0,6—0,8; 2 — а — 0,0—0,2; б — 0,3—0,5; 3 — а — 0,2—0,4; б — 0,6—0,8; 4 — а — 0,3—0,4; б — 0,8—1,0; 5 — а — 0,4—0,6; б — 1,0—1,2; б — а — нет волны; б — 0,9—1,1; 7 — области со слоем пониженной скорости над границей третьего слоя. Указано положение профилей, использованных для составления схемы

Лучше всего сопоставлять материалы по значениям времен прихода и скоростей на определенных расстояниях, так как это объективные параметры, не зависящие от подхода интерпретатора. Выделенные по материалам детальных работ зоны различаются в основном глубинами залегания второго и третьего слоев. Поэтому данные точечных профилей были представлены в виде годографов  $t_0 = t - R/V_{ред}$  со скоростями редукиции 5,0 и 6,0 км/с. Значения  $t_0$  пропорциональны глубинам залегания соответствующих скоростных уровней.

В обобщении Г. Палмаса [10] данные всех профилей компановались по географическим регионам — север, юг и т. д. Мы же на основании подмеченной корреляции параметров сейсмических волн с возрастом пород объединяли данные профилей, принадлежащих определенным возрастным и тектоническим регионам.

Для Исландии характерно основное деление на три тектонических региона [12], в соответствии с которыми годографы сначала были объединены в три группы — профили неовулканической зоны (возраст 0—0,7 млн. лет), серых плиоплейстоценовых базальтов (0,7—3,1 млн. лет) и неогеновых платобазальтов (>3,1 млн. лет). Но при такой компановке получилось, что в пределах каждой группы на фоне достаточно широкой полосы значений выделяются локальные концентрации  $t_0$ . После ряда перегруппировок, направленных на уменьшение разброса  $t_0$  в группе до  $\pm 0,1$  с, годографы составили ряд семейств.

Эти данные в виде сводок редуцированных годографов подтвердили основные выводы детальных исследований: 1) для всех семейств имеются интервалы годографов протяженностью около 10 км, где скорость волны равна 6,0 км/с, и 2) структура годографов коррелируется с возрастными зонами.

По сводкам редуцированных годографов видно, что в области платобазальтов при переходе от пород возраста 7—10 млн. лет к более молодым (0,7—3,1 млн. лет) наблюдается постепенное увеличение значений

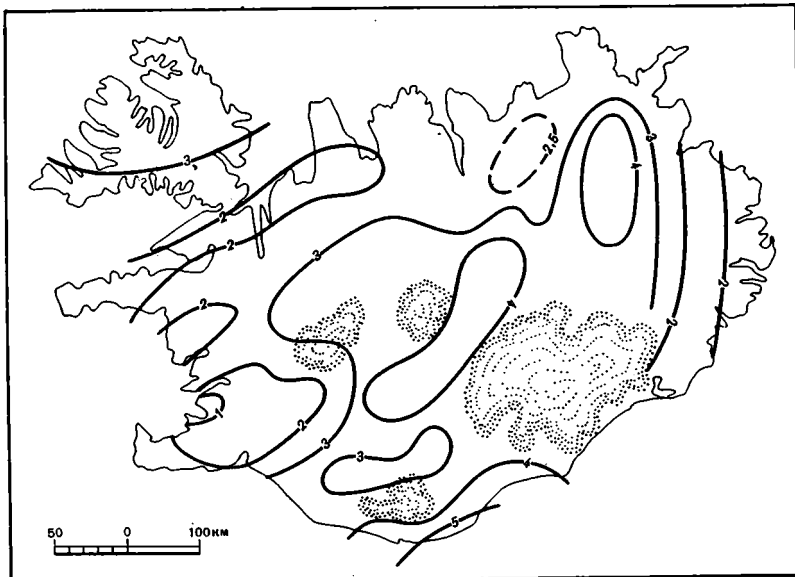


Рис. 5. Схема глубин залегания поверхности третьего слоя со скоростью 6,0 км/с

$t_0$  для второго и третьего слоев. Самые древние области Исландии выпадают из этой закономерности; для них наблюдается самая большая разница в  $t_0$  для второго и третьего слоев и большие величины  $t_0$  для третьего слоя.

В неовулканической зоне четко выделяется два типа структур. Первый из них характеризуется большими значениями  $t_0$  третьего слоя. Этот тип как бы продолжает последовательное изменение структуры для возрастов 7—0,7 млн. лет. Второй тип структуры существенно отличается от вышеизложенных. Здесь мы не имеем волн со скоростью 5,0 км/с, в верхней части наблюдается постепенное увеличение скорости с глубиной. Третий слой имеет небольшие значения  $t_0$ . Отдельно группируются области со слоями пониженной скорости, залегающими над третьим слоем (район Скагафиорда и юго-востока Исландии). Наряду с вышеизложенными закономерно ковозрастными изменениями структуры, существует область возраста 0,7—3,1 млн. лет на юге Исландии (зона Хреппар и Рейкьявика), где также наблюдаются малые значения  $t_0$  для третьего слоя.

Для всех профилей был построен график  $t_0^{6,0} - t_0^{5,0} = f(t_0^{6,0})$ . Соответствующая ему гистограмма показывает отчетливые максимумы для выделенных семейств.

Отмеченные свойства годографов дают нам основание провести районирование Исландии по сейсмической структуре. На рис. 4 приведена схема, где профили, годографы которых попадают в одинаковые семейства, выделены в отдельные регионы. Границы их местами проводились путем интерполяции и экстраполяции с учетом геохронологических и геологических данных.

Сравнение нашей схемы с тектонической и геохронологическими картами [15] показывает удовлетворительное соответствие их основных особенностей. Это свидетельствует о том, что поверхностной геологии отвечает определенная скоростная структура до глубин 4—5 км, а также подтверждает значимость проведенного районирования. Но существует и целый ряд различий. В первую очередь это области особой структуры неовулканической зоны с малыми глубинами третьего слоя, не прослеженные непрерывно с севера на юг и никак не выделяющиеся на тектонической карте. Нет на ней и областей со слоями пониженной скорости. Кроме того, существуют и отдельные локальные различия, которые следует детально сопоставить с геологическими данными.

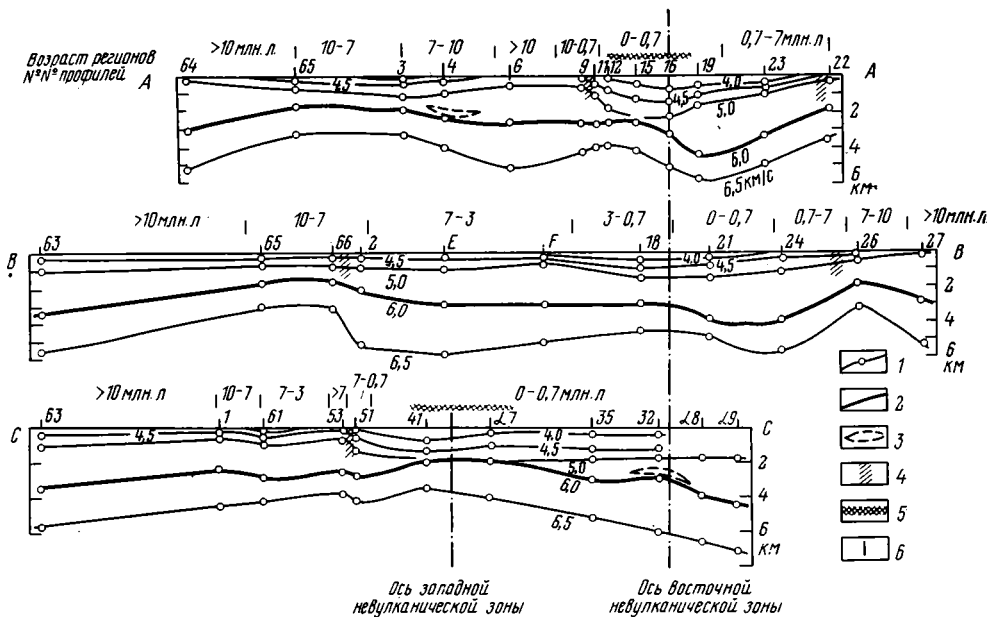


Рис. 6. Сводные сейсмические разрезы, пересекающие Исландию по линиям, указанным на рис. 4. Разрезы построены по скоростным колонкам малодетальных профилей МПВ [10], уточненным при обобщении материалов. Положение этих профилей показано на рис. 4 и номера их написаны над разрезами. Там же помечены зоны различного возраста 1 — изолинии скоростей (4,0 и 4,5 км/с) и преломляющие границы (5,0 и 6,5 км/с); 2 — преломляющая граница со скоростью 6,0 км/с, соответствующая поверхности третьего слоя; 3 — зоны пониженной скорости; 4 — флексуры [15]; 5 — участки неовулканической зоны с высокой современной активностью; 6 — границы возрастных зон. Указано положение осей западной и восточной ветвей неовулканической зоны. Разрезы совмещены по оси восточной ветви

В целом же полученная схема в сочетании со сводками годографов является компактным обобщенным представлением сейсмических данных.

Времена прихода волн были пересчитаны в глубины, и по ним построена карта залегания кровли третьего слоя (рис. 5). При построении этой карты учитывалась схема районирования для тех участков, где отсутствуют сейсмические профили. Аналогичные карты ранее были построены Г. Палмасоном [10] и О. Фловенцем [7]. На всех картах основные структуры совпадают. Самые большие глубины получены в пределах восточной ветви неовулканической зоны на севере и юге; самые малые — в районе Рейкьявика, вдоль узких полос на западе и востоке и в особых областях неовулканической зоны. Г. Палмасон и О. Фловенц рисуют более мелкие структуры, связывая неглубокое залегание третьего слоя с древними вулканами, мы же при проведении изолиний руководствовались схемой сейсмического районирования. Глубины на картах различаются примерно на 2 км, что объясняется различным скоростным уровнем, принятым при построении карт — 6,5 км/с у Г. Палмасона и О. Фловенца и 6,0 км/с — на нашей карте.

Вариации всей структуры верхов коры лучше видны на разрезах, построенных по скоростным колонкам вдоль линий, наиболее обеспеченных сейсмическими профилями (рис. 6). На разрезах четко подчеркивается региональная корреляция значений скорости в базальтах с возрастом. Кровля второго слоя залегает согласно с изолиниями скоростей 4,0 и 4,5 км/с и, вероятно, имеет близкую с ним природу. Эти границы погружаются постепенно в сторону неовулканической зоны и довольно резко на ее границе. В наиболее древних областях второй слой залегает вблизи поверхности. Если на этом основании везде считать второй слой за древние базальты, то мы должны признать их наличие под всем остро-  
вом.



Изменение мощности второго слоя происходит за счет вариаций глубины кровли третьего слоя, которая собственно и формирует выделенные нами региональные структуры. На разрезах видно как бы два отдельных структурных этажа — выше и ниже границы со скоростью 6,0 км/с, и это подтверждает наше предложение именно ее представлять как основную границу в верхней части разреза.

Наиболее резкие изменения глубин отмечаются на границах активных частей неовулканической зоны, им соответствуют известные крупнейшие флексуры, выделенные на поверхности. Разрезами хорошо иллюстрируется подъем кровли 3-го слоя в активных частях неовулканической зоны в областях с возрастом 7—10 млн. лет.

### ПРИРОДА СЕЙСМИЧЕСКИХ ГРАНИЦ

Переходя к геологической трактовке сейсмических данных, рассмотрим вопрос о возможной природе сейсмических границ раздела в Исландии. Для этого воспользуемся результатами специальных геологических наблюдений, проведенных на

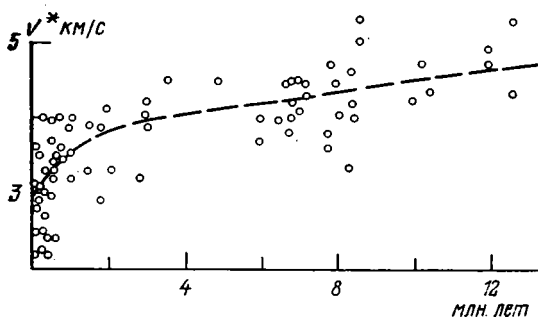


Рис. 7. Кажущиеся скорости преломленных волн, наблюдаемых вблизи пункта взрыва на удалениях 0,5—1,0 км, в функции возраста пород на поверхности в районе наблюдений

детальных сейсмических профилях [17, 18], данными бурения [13], а также представлениями исландских ученых, опубликованными в специальных и обобщающих работах. Рассмотрим начнем с наиболее молодых пород.

Современные действующие вулканы Исландии обычно бывают приурочены к роям трещин, которые широко распространены в пределах неовулканической зоны. Часто наблюдаются открытые трещины, имеющие ширину единицы метров и глубину до десятков метров. Продукты деятельности современных вулканов очень неоднородны по своим физическим свойствам. Плотные потоки лав чередуются с рыхлыми туфами, брекчиями. Обычно наличие пустот и пор различного размера. Скорости сейсмических волн, определяемые в образцах из плотных потоков молодых лав неовулканической зоны, достигают достаточно больших значений — до 5 км/с [3], однако для профильных наблюдений в этой зоне для приповерхностной толщи наиболее характерны скорости 2,7—3,2 км/с (слой «0», по классификации Г. Палмасаона [10]). Пустоты и трещины в лавовых потоках быстро заполняются вследствие процессов эрозии, породы уплотняются и поэтому со временем происходит гомогенизация физических свойств разреза. Вероятно, по этим причинам для Исландии характерна явная зависимость скорости сейсмических волн от возраста пород, залегающих на поверхности. На рис. 7 приведены значения кажущихся скоростей, определенных по ближайшим к пункту взрыва отрезкам годографов (от 0,5 до 1 км) в функции возраста. Для третичных и четвертичных платобазальтов, залегающих на поверхности, характерны скорости 3,8—4,6 км/с (слой 1, по Г. Палмасаону [10]). На профилях I и III при детальном наблюдении в зонах с возрастом 7—3 млн. лет на фоне постепенного возрастания скорости были выделены преломляющие горизонты со скоростями 4,3—4,7 км/с, прослеживающиеся от поверхности и падающие в сторону неовулканической зоны под углами 7—9° (см. рис. 2). Специальные геологические наблюдения показали, что они соответствуют плотным лавовым потокам мощностью десятки и сотни метров, разделенным более рыхлыми туфами и гялокластитами [17, 18].

От приповерхностных частей разреза перейдем к более глубоким. На глубинах 1—2 км в платобазальтовых областях выделяется граница со

**Доминирующие вторичные минералы на глубинах залегания сейсмических границ, выявленные по данным бурения [13]**

№ сейсмических профилей (по данным [10])	Кровля второго слоя (скорость 5,0 км/с)	Кровля третьего слоя (скорость 6,0 км/с)	№ скважины по работе [13]
47	Ломонтит	Эпидот	23
42	—	»	11, 12
39	—	»	8, 9
50	Ломонтит	»	24
G	»	—	38
F	»	—	40

скоростью около 5 км/с (слой 2, по Г. Палмасону [10]). Слои с такими скоростями были найдены Г. Палмасоном на поверхности в юго-восточной Исландии, и им было высказано предположение, что слой 2 состоит из чередования базальтовых лав с основными и кислыми интрузивами [12]. Обратим внимание на взаимоотношение залегания слоев со скоростью около 5 км/с с вышележащими слоями на детальных профилях I и III в зоне с возрастом 7—3,1 млн. лет (см. рис. 2). Как уже отмечалось, границы со скоростью около 5 км/с секут вышележащие границы со скоростями 4,3—4,7 км/с, они несут явно наложенный характер и, по-видимому, связаны не с реальной геологической слоистостью, а выражают изменение физических свойств разреза.

Известно, что под воздействием гидротермальных растворов в базальтовых толщах происходит образование вторичных минералов. Зоны вторичной минерализации базальтов изучены в нескольких районах Исландии, на обнажениях и по скважинам. Такие исследования были проведены в Восточной и Северной Исландии [13, 16]. Зоны вторичной минерализации в этих районах располагаются несогласно с реальной слоистостью базальтовых толщ, и их взаимоотношения аналогичны тем, которые мы видели для сейсмических горизонтов со скоростями 4,3—4,7 и 5 км/с на разрезах детальных сейсмических профилей.

В данных примерах сейсмическая граница со скоростью 5,0 км/с соответствует кровле ломонтитовой зоны. Корреляцию вторичной минерализации с положением сейсмических границ можно видеть и на материалах скважины в устье Рейдарфьорда (Восточная Исландия). Сейсмические границы со скоростями 5,0 и 5,2 км/с на профиле 4 соответствуют глубинам увеличения количества минералов сфена и эпидота [9].

Следующая по глубине граница имеет скорость 6,0 км/с и отнесена нами к кровле третьего слоя. Как известно, ранее Г. Палмасоном к третьему слою была отнесена граница со скоростью 6,5 км/с. Обсуждая возможную природу этого слоя, Г. Палмасон отмечал [12], что нигде слой со скоростью 6,5 км/с не выходит на поверхность и не пересекается скважиной. На основании косвенных соображений он предполагал, что слой 3 может быть образован метаморфизованными базальтами, либо содержит какую-то долю интрузивных пород. Отнесение границы со скоростью 6,0 км/с (а не 6,5) к кровле третьего слоя открывает возможность более широкого использования данных бурения для непосредственного суждения о составе пород. Граница со скоростью 6,0 км/с была пересечена несколькими скважинами. Сводка данных о доминирующих вторичных минералах для скважин, расположенных вблизи сейсмических профилей, дана в таблице. Можно видеть совпадение положения сейсмических границ со скоростями 5,0 и 6,0 км/с с зонами распространения вторичных минералов ломонтита и эпидота.

Дополнительную информацию о возможной природе 3-го слоя может дать поведение его поверхности в зонах различного тектонического режима. На разрезах (см. рис. 2 и 6) отмечен подъем 3-го слоя к ныне активным частям рифтовой зоны. Наибольший подъем происходит в районе современной вулканической активности, над магматическим очагом, устанавливаемым по различным методам, включая сейсмический метод

отраженных волн [18] и электромагнитное зондирование [5]. Отсюда вытекает связь поверхности 3-го слоя с зоной повышенного разогрева.

Таким образом, выделенные в Исландии сейсмические преломляющие границы имеют различную природу. Имеются сейсмические границы, соответствующие реальной геологической слоистости платобазальтовых толщ, а именно плотным и массивным потокам базальтов, имеющим толщину несколько десятков метров. Им соответствуют сейсмические скорости 4,2—4,7 км/с и их удается проследить только в верхних 1—1,5 км разреза. Глубже они сменяются более полого залегающими преломляющими границами со скоростью около 5 км/с, наложенными на слоистую толщу базальтовых потоков. Мы полагаем, что эти границы связаны главным образом со вторичной минерализацией базальтовых толщ и выражают поведение зон минералов цеолитовых фаций метаморфизма (преимущественно ломонтита), образовавшихся при низких температурах (100—120°) [13]. Поверхность слоя со скоростью 6,0 км/с имеет связь с распределением глубинных температур и определяется наличием эпидота и, возможно, других минералов зеленокаменной фации высокотемпературного метаморфизма, происходящего при температуре >240° [13]. Вероятно также появление здесь значительной доли интрузивов в разрезе. Три выделенных типа преломляющих границ в верхней 3—6-километровой части разреза коры Исландии определяются реальной стратификацией платобазальтовых толщ, положением фронтов низкотемпературного метаморфизма, вызванного экзогенными факторами, и, наконец, положением фронтов высокотемпературного метаморфизма, вызванного подъемом глубинного тепла.

### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Мы затронем здесь отдельные вопросы сопоставления результатов сейсмических исследований с другими данными. Выше уже отмечалось основное соответствие составленных сейсмических схем (см. рис. 4, 5) тектонической карте Исландии [15]. По сейсмическим параметрам установлено сходство между собой наиболее древних областей третичных платобазальтов (Северо-Западного полуострова, Северного блока, Восточной Исландии). Оконтурена и неовулканическая зона. Границы между областями с однотипными сейсмическими параметрами хорошо соответствуют изохронам, построенным К. Саемундссоном. Такое общее соответствие свидетельствует о прямой взаимосвязи поверхностных геологических структур и глубинного строения верхних нескольких километров разреза.

В то же время по сейсмическим данным выявлен ряд новых деталей, заслуживающих обсуждения. Так, в неовулканической зоне в областях вулкана Крабла на севере Исландии, а также на п-ове Рейкьянес особенностью разрезов является подъем поверхности третьего слоя (6,0 км/с), выклинивание второго слоя (5,0 км/с) и наличие ярко выраженных прогибов слоев со скоростями 4,0—4,7 км/с, заполненных низкоскоростными породами. Сочетание всех перечисленных особенностей характерно только для ныне активных частей неовулканической зоны. На разрезах (см. рис. 6) они ясно наблюдаются вдоль линий АА и СС, пересекающих активные части рифта вблизи периферии Исландии, и менее выражены на линии ВВ, проходящей через среднюю часть острова. Такое разделение неовулканической зоны по сейсмическим параметрам не имеет четкого выражения на тектонической карте [15], однако оно коррелируется с геохимическими параметрами вулканитов. В неовулканической зоне на севере Исландии (куда входит и район Краблы), а также на юго-западе на п-ове Рейкьянес распространены низкощелочные толеиты океанического типа, в то время как в остальных частях рифтовой зоны — кварцевые и оливиновые толеиты и щелочные оливиновые базальты [4]. Природа такой корреляции пока не ясна.

Следующей особенностью, заслуживающей внимания, является выражение в сейсмических разрезах крупнейших флексур, выделенных на поверхности по геологическим данным [15]. Эти флексуры на сейсмических

разрезах (см. рис. 6) оконтуривают борта крупных прогибов в неовулканической зоне, имеющих глубину до 2 км. К флексурам приурочены места резкого изменения рельефа сейсмических границ со скоростями 6,0 и 6,5 км/с, причем амплитуда колебания глубин достигают 2—3 км. Все это говорит о тесной связи поверхностной геологии с глубинным строением до 5—6 км, и о глубинном заложении крупных флексур, а также, вероятно, об относительной стабильности и унаследованности процессов геологического развития: единые процессы определили глубинную структуру до 5—6 км и строение поверхности Исландии.

Коротко остановимся на связи сейсмического строения с геотермией. Выше уже отмечалось, что есть основания предполагать связь поверхности второго слоя (5 км/с) с появлением минералов цеолитовых фаций метаморфизма, образующихся при температурах 100—120°, а поверхности третьего слоя — с эпидотом (температура 240°). Большой интерес представляет сопоставление данных о глубинах кровли третьего слоя с распределением градиента температуры вблизи поверхности. Были использованы данные измерений градиента в скважинах, проведенных исландскими учеными [13], и сейсмические разрезы на близлежащих профилях. На рис. 8 видно, что, несмотря на сравнительно большой разброс значений, отчетливо наблюдается пропорциональность градиента величине, обратной глубине залегания третьего слоя. Точки концентрируются в пределах двух полос, соответствующих профилям в зонах различного возраста. По наклону прямых, осредняющих точки, можно приблизительно оценить температуру на кровле 3-го слоя в предположении постоянства значения градиента. Оказалось, что в неовулканической зоне температура на поверхности 3-го слоя составляет 240°, что в точности соответствует температуре образования эпидота, т. е. в этой зоне сейчас происходит процесс метаморфизма с образованием этого минерала и формированием соответствующего положения кровли 3-го сейсмического слоя. Пониженная температура в зоне третичных платобазальтов (140°) говорит о том, что 3-й слой здесь соответствует древнему положению изотермы образования эпидота, и впоследствии здесь происходило охлаждение земной коры.

На сейсмических разрезах (рис. 2, 6) и схемах (рис. 4, 5) видно, что в зоне с возрастом 7—10 млн. лет наблюдается повсеместный подъем кровли 3-го слоя. Мы полагаем, что этот подъем имеет принципиальное значение и выражает важнейший этап геологической истории Исландии. Известно, что к зоне с возрастом 7—10 млн. лет приурочена значительная доля древних центральных вулканов и крупнейших интрузий острова [8]. Здесь проходит интенсивная магнитная аномалия, сопрягаемая К. Саемундссоном с пятой магнитной аномалией океанов [15]. Мы предполагаем, что первопричина всех отмеченных явлений — центральных вулканов, интрузий, магнитных аномалий — подъем глубинного тепла, происходивший 7—10 млн. лет назад, аналогичный тому, что происходит сейчас в активных частях неовулканической зоны. С этой точки зрения

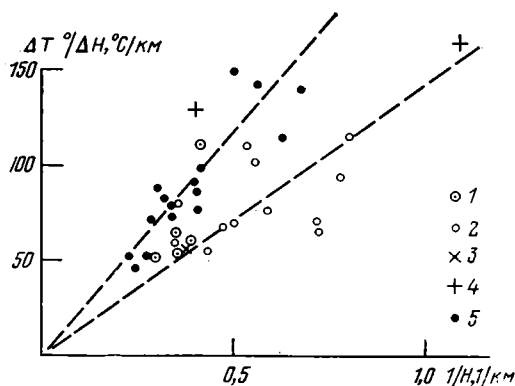


Рис. 8. Связь градиента температуры с глубиной залегания поверхности третьего слоя. По вертикальной оси указаны величины градиента, измеренного в скважинах вблизи поверхности [13], по горизонтальной — величина, обратная глубине залегания кровли третьего слоя. Осредняющие прямые соответствуют температуре на поверхности третьего слоя в неовулканической зоне (240°) и в остальных регионах (140°).

Регионы с возрастом пород на поверхности: 1 — >10; 2 — 10—7; 3 — 7—3; 4 — 3—0,7; 5 — <0,7 млн. лет

поднятия 3-го слоя в областях с возрастом 7—10 млн. лет могут уподобляться древним рифтам. В то же время в зонах с возрастом от 0,7 до 7 млн. лет подъем глубинного тепла и вулканизм были менее интенсивны и тектонический режим значительно отличался от существующего сейчас в рифтовой зоне.

Нам представляется, что совокупность сейсмических и других данных позволяет предполагать сложную историю развития Исландии, лишь на отдельных стадиях напоминающую современную. Неравномерность процессов приводит к образованию структуры, существенно отличающейся от моделей, предполагаемых сейчас с позиций равномерного спрединга [11]. Соответствие поверхностной геологии глубинному строению до 5—6 км (а по данным отраженных волн — до 10—15 км, см. [17, 18]) позволяет предполагать существование в Исландии пород с возрастом больше чем 10—15 млн. лет, а также наложенный эпизодический характер рифтогенеза и подъема глубинного тепла.

#### Литература

1. Белоусов В. В., Милановский Е. Е. О тектонике и тектоническом положении Исландии.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1975, вып. 3, с. 81—98.
2. Исландия и срединно-океанический хребет. Геоморфология, тектоника. М.: Наука, 1979. 210 с.
3. Исландия и срединно-тектонический хребет. Глубинное строение, сейсмичность, геотермия. М.: Наука, 1977. 195 с.
4. Исландия и срединно-океанический хребет. Геохимия. М.: Наука, 1978. 174 с.
5. *Beblo M., Björnsson A.* A model of electrical resistivity beneath NE — Iceland, correlation with temperature— J. Geoph. 1980, v. 47, № 1—3, p. 184—198.
6. *Brandsdóttir B., Einarsson P.* Seismic activity associated with the September 1977 deflation of the Krafla central volcano in North-Eastern Iceland.— J. Volcanol. and Geotherm. Res., 1979, v. 6, № 3/4, p. 197—212.
7. *Flovenz O. G.* Seismic structure of the Icelandic crust above Layer three and the relation between body wave velocity and the alteration of the basaltic crust.— J. Geoph., 1980, v. 47, № 1—3, p. 211—220.
8. *Fridleifsson J. B.* Distribution of large basaltic intrusion in the Icelandic crust and the nature of the layer 2 — layer 3 boundary.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1977, v. 88, p. 1689—1693.
9. Iceland research drilling project.— J. Geophys. Res., 1982, v. 87, № 88, 308 p.
10. *Palmason G.* Crustal structure of Iceland from explosion seismology. Soc. Sci. Icel., 1971, v. 40, 187 p.
11. *Palmason G.* A continuum model of crustal generation in Iceland: kinematic aspects.— J. Geophys., 1980, v. 47, № 1—3, p. 7—18.
12. *Palmason G., Saemundsson K.* Iceland in relation to the Mid — Atlantic Ridge.— Ann. Rev. Earth Planet. Sci., 1974, v. 2, p. 25—50.
13. *Palmason G., Arnorsson S., Fridleifsson J. B. et al.* The Iceland crust: evidence from drillhole data on structure and processes. American Geoph. Union, Ewing Series, 1979, p. 43—65.
14. *Pavlenkova N. I., Zverev S. M.* Seismic model of Iceland's crust.— Geol. Rundschau, 1981, B. 70, H1, p. 271—281.
15. *Saemundsson K.* Outline of the geology of Iceland. Jökull, 1979, v. 29, p. 7—28.
16. *Walker G. R. L.* Zeolite zone and dyke distribution in relation to the basalts of eastern Iceland.— J. Geol., 1961, v. 68, p. 515—527.
17. *Zverev S. M., Litvinenko I. V., Palmason G. et al.* A seismic crustal study of the axial rift zone in southwest Iceland.— J. Geophys., 1980, v. 47, № 1—3, p. 202—210.
18. *Zverev S. M., Litvinenko I. V., Palmason G. et al.* A seismic study of the rift zone in Northern Iceland.— J. Geophys., 1980, v. 47, № 1—3, p. 191—201.

БАЖЕНОВ М. Л., МОССАКОВСКИЙ А. А.

## ГОРИЗОНТАЛЬНЫЕ ПЕРЕМЕЩЕНИЯ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ В ТРИАСЕ, ПО ПАЛЕОМАГНИТНЫМ И ГЕОЛОГИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Проведенный анализ палеомагнитных данных по раннему триасу Восточно-Европейской и Сибирской платформ и раннетриасовых структур сжатия и растяжения в палеозойском складчатом обрамлении Сибирской платформы позволил предложить новое объяснение образованию разнотипных ансамблей триасовых структур в палеозоидах Западной и Восточной Сибири, увязав их в единую кинематическую систему, обусловленную правосторонним вращением Сибирского докембрийского континентального блока на величину в  $10^\circ$ .

В настоящее время общепризнано, что в позднем палеозое Восточно-Европейская и Сибирская платформы в результате варисцийской складчатости спаялись в палеоконтинент Северной Евразии, который на протяжении всей дальнейшей мезозойской и кайнозойской истории выступал как единая континентальная масса. При этом основываются не только на историко-геологических и палеогеографических данных, но и на результатах палеомагнитных исследований, указывающих на неизменность взаимного положения Восточно-Европейской и Сибирской платформ с конца палеозоя до современности [17, 24, 25].

Однако представление о тектонической стабильности Евразийского континента нуждается в уточнении, поскольку в разных его местах существуют свидетельства проявления мезозойских и кайнозойских горизонтальных тектонических движений разного масштаба, обусловивших образование типичных структур сжатия или растяжения. Особенно характерны структуры такого рода для раннего мезозоя в складчатом обрамлении Сибирской платформы. Таковы триасовые рифты в фундаменте Западно-Сибирской низменности, взбросовдвиги и связанные с ними глыбовые складки в средне- и верхнепалеозойских отложениях Минусинских впадин на юге Сибири, раннемезозойские впадины Забайкалья и Монголии, триасовые складчато-глыбовые деформации Северной Земли и Таймыра и т. д.

Обычно для объяснения причин образования таких структур привлекаются различные локальные факторы, в каждом конкретном случае свои. При этом подразумеваются различные формы тектонической активизации земной коры, вызванные глубинными процессами в литосфере и мантии.

Проведенный анализ палеомагнитных данных по раннему триасу Восточно-Европейской и Сибирской платформ позволил предложить новое объяснение образованию разнотипных ансамблей раннемезозойских (триасовых) структур в палеозоидах Западной и Восточной Сибири, увязав их в единую кинематическую систему, обусловленную некоторым правосторонним вращением Сибирского континентального блока.

### АНАЛИЗ ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ДАННЫХ

Палеомагнитный метод широко используется для реконструкции движений основных континентальных плит, для которых к настоящему моменту накопилось большое число палеомагнитных определений. При исследовании подобных движений предполагаются выполненными следующие положения: 1) плита считается жесткой, т. е. происходящие в ее пределах деформации не приводят к поворотам отдельных структур,

а значит, к изменениям палеомагнитных направлений; 2) геомагнитное поле, осредненное за время порядка первых сотен тысяч лет, является полем центрального осевого диполя; 3) известен возраст намагниченности изученных пород. Справедливость двух последних предпосылок проверяется самими палеомагнитологами либо в ходе полевых и лабораторных исследований, либо при анализе всей совокупности имеющихся данных. Первое же положение доказывается по геологическим данным, однако при наличии достаточно большого числа палеомагнитных определений оно может быть проверено с их помощью.

При изучении движений крупных плит всегда используются средние палеомагнитные полюса, т. е. результаты осреднения отдельных определений по разновозрастным образованиям в пределах единой плиты [17]. Погрешность среднего полюса зависит как от количества единичных определений, так и от степени их разброса (кучности). Для многих плит и возрастных интервалов эта погрешность ( $A_{\text{вс}}$ ) не превышает  $5^\circ$ . Однако малая ошибка достигается в основном за счет числа и осреднения определений, а отдельные полюса при этом могут различаться на  $20-30^\circ$ , т. е. статистически значимо.

Между тем при точном выполнении вышеперечисленных трех положений этого не должно быть — все единичные полюса должны иметь сильно перекрывающиеся овалы доверия. Если последние не превышают  $8-10^\circ$ , что весьма обычно, то кучность распределения единичных полюсов будет несколько сотен; реальные же значения — обычно несколько десятков, иногда менее 20. Природу столь значительного разброса важно выяснить по двум причинам: во-первых, это понижает разрешающую способность палеомагнитного метода, во-вторых, наличие систематических погрешностей, хотя бы в части данных, может привести к неверной тектонической интерпретации.

В принципе возможны следующие источники разброса: 1) недостаточное осреднение вековых вариаций; 2) объединение резко разновозрастных палеомагнитных определений в случае (а) мегахронной намагниченности, (б) плохо датированных объектов; 3) неполное разделение компонент намагниченности ( $J_n$ ); 4) тектонические движения внутри плиты; 5) недипольность геомагнитного поля; 6) систематические погрешности в фиксации намагниченности породой, например занижение наклона в осадках.

Бросается в глаза, что вышеперечисленные источники рассеяния можно разделить на две группы: если последние два объективны и их исследование может представить независимый интерес, то три первых имеют методическую природу и зависят от правильного выбора объектов и комплекса лабораторных исследований. Пункт 4 можно отнести в любую из групп.

К настоящему моменту сложился достаточно четкий набор критериев надежности палеомагнитных данных, где учитываются характер опробования, степень разделения компонент  $J_n$  и надежность их датировок. Делались уже и попытки анализа с этой точки зрения больших массивов данных, например по нижнему и среднему палеозою Западной Европы [23].

Подобный анализ был проделан нами для палеомагнитных данных перми и мезозою Сибирской и Восточно-Европейской платформ. Высшую надежность (класс 3) получали определения, в которых после магнитной чистки всей коллекции, отобранной на достаточно большом стратиграфическом интервале, были выделены две почти антипараллельные группы направлений  $J_n$  разной полярности. Менее надежными (класс 2) считались определения, где при выполнении прочих условий имеется одна полярность  $J_n$ , либо отклонения от антипараллельности ( $\Delta$ ) были велики — больше  $30^\circ$ . Требование к величине угла  $\Delta$  существенно, так как при больших  $\Delta$  использование метода обращения может привести к заметным ошибкам. Впрочем, в ряде случаев эту ошибку можно ликвидировать, использовав метод смещения; соответственно повышается и надежность. Остальные определения получают низшую оценку надеж-

Возраст, тип данных	N	$\Phi^\circ, N$	$\Lambda, ^\circ E$	K	$A_{95}^\circ$	F	Использованные определения
------------------------	---	-----------------	---------------------	---	----------------	---	----------------------------

Восточно-Европейская платформа

$K_1$ (класс 2 и 3) <sup>1</sup>	3	71,5	161	540	3,5	Да	6—10, 6—16 (3), 6—43 (2)
$T_1$ (класс 2 и 3)	5	50	162	340	3,4		
$T_1$ (все) <sup>II</sup>	11	53	156	72	5		
$T_1$ (есть обе полярности)	8	51	164	145	4,1		
$P_2$ (класс 2 и 3)	4	46	164	191	5,3	Нет	6—46 (1), 6—74 6—10, 6—16 (3), 6—43 (2), 6—46 (1), 6—74, 6—13 (1), 6—16 (1), 6—45 (1) 7—32 (2), 7—34 (1), 7—49, 7—57 (3)
$P_2$ (все) <sup>II</sup>	22	46	167	150	2,5		

Сибирская платформа

$K_1$ (класс 2)	3	74	157,5	179	6,1	Да	4—09, 4—10, 4—11 4—09, 4—10, 4—11, 4—12.
$K_2$ (все)	6	70	174	26	11,3		
$T_1$ (класс 2 и 3)	6	45,5	148	200	4,1	Да	4—20, 4—16 6—19, 6—20, 6—21, 6—53, 6—55, 6—56
$T_1$ (все) <sup>II</sup>	20	52	146	40	4,9		

*Примечание.*  $\Phi, \Lambda$  — широта и долгота палеополюса; K — кучность;  $A_{95}$  — радиус круга доверия; F — результат проверки значимости различий в кучностях на уровне 0,95 с помощью F-критерия. <sup>1</sup> Для расчета использованы определения 4—45 (1, 3, 4) и два новых результата по малой Печорской синеклизе и Поволжья [1]; <sup>II</sup> Данные из работы [25].

ности (класс 1). Сразу же скажем, что больше половины имеющихся данных приходится отнести к этому классу чаще всего из-за плохого определения вековых вариаций и явной незавершенности магнитных чисток. Более того, ряд данных (например, 4—16, 6—33)<sup>1</sup>, полученных по одному лавовому потоку или малой интрузии, или маломощному слою осадков, вообще не могут считаться палеомагнитными определениями [17].

Особо подчеркнем следующее. Во-первых, при анализе нигде не принимались во внимание сами координаты палеополюса, т. е. классификация проводилась только по комплексу полевых и лабораторных исследований. Во-вторых, при такой схеме отбора данных низкую надежность будут иметь результаты по интервалам резкого преобладания одной полярности — ранней перми, значительной части мела. Это вынужденная, но пока необходимая мера, так как в других случаях, когда есть обе полярности, полная антипараллельность встречается очень редко, что говорит о систематической «недочистке» коллекций.

Перейдем к результатам анализа. Для Восточно-Европейской платформы сравнительно надежные данные (классы 2 и 3) имеются для конца поздней перми, раннего триаса и раннего мела, менее надежны, хотя и многочисленны, определения для остальной части перми; для других интервалов есть либо один надежный полюс (средняя юра), либо вообще нет таковых. Для Сибирской платформы надежно можно определить раннетриасовый полюс, с относительно меньшей уверенностью — раннемеловой; для остальных интервалов времени данных класса выше 1 нет (таблица, рис. 1, а, б). В таблице также приведены результаты подсчета среднего полюса без отбраковки; видно, что в соответствии с ранее сделанным предположением отбраковка по методическим параметрам приводит почти во всех случаях к статистически значимому увеличению кучности палеомагнитных результатов. Интересно также отметить, что одного наличия направлений разной полярности, даже практически без магнитных чисток, достаточно для заметного увеличения кучности палеополюсов (для примера приведен расчет для раннего триаса), что еще раз указывает на систематическое влияние вторичных компонент  $J_n$  и недостаточность использованных чисток.

<sup>1</sup> Здесь и далее номера определений взяты из каталогов: «Палеомагнитные направления и палеомагнитные полюса; справочные данные по СССР», вып. 1—5 [16].



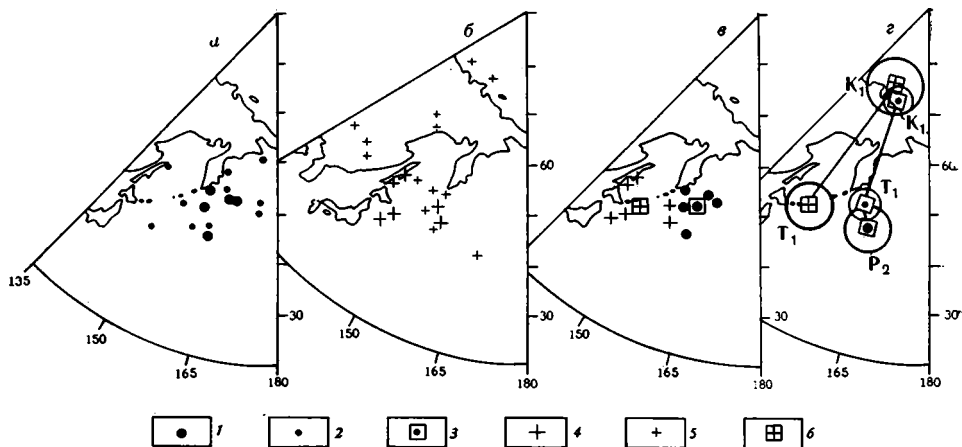


Рис. 1. Распределения палеомагнитных полюсов: а — по раннему триасу Восточно-Европейской платформы, б — по раннему триасу Сибирской платформы, в — то же для обеих платформ (только данные классов 2 и 3), г — средние по разным возрастам для обеих платформ. 1, 4 — определения высокой надежности (классы 2 и 3); 2, 5 — прочие определения; 3, 6 — средние полюса; 1—3 — данные по Восточно-Европейской платформе; 4—6 — данные по Сибирской платформе

Самый интересный результат анализа — разделение надежных раннетриасовых определений на две очень компактные неперекрывающиеся группы: в одной — все восточноевропейские определения, в другой — все сибирские (см. рис. 1, в). Средние полюса для групп определены с ошибкой  $A_{95}$ , 2,8 и 3,7° соответственно при угловом различии между ними 10° дуги большого круга, т. е. статистически сильно значимо. До отбраковки, несмотря на значительно большее количество определений, средние раннетриасовые полюса для этих двух платформ различались незначимо. Также незначимым является различие раннемеловых средних полюсов для Сибири и Восточной Европы (см. рис. 1, г).

Подводя итог можно сказать, что разброс палеомагнитных полюсов в основном связан с причинами методического характера — неполным удалением вторичных компонент, плохим осреднением вековых вариаций и т. д. Попытка проинтерпретировать межрегиональные различия будет приведена ниже.

Рассмотрим ряд причин, могущих теоретически обусловить описанное выше расхождение раннетриасовых полюсов. В принципе это возможно при не полностью дипольном геомагнитном поле, однако есть два контраргумента. Во-первых, ряд ранее проводившихся анализов показывает высокую степень дипольности в прошлом [17]. Во-вторых, есть палеомагнитные определения (например, 6—68, 7—34.1) с почти идеальной антипараллельностью палеомагнитных векторов разной полярности, что резко уменьшает вероятность недипольности, вернее, исключает все неосесимметричные гармоники. Все же полностью отбросить гипотезу недипольности нельзя, но она остается некоторой маловероятной опасностью.

Практически все сибирские результаты получены по обладающим термонамагниченностью породам трапповой формации, а в образованиях такого типа направление древнего поля зафиксировано без искажений. На Восточно-Европейской платформе изучались осадки, где возможен эффект занижения палеонаклонений. Однако в этом случае истинный полюс должен находиться западнее (например, точки  $E_1$  и  $E_2$  на рис. 2) и различие с сибирскими данными сохранится, что исключает подобное объяснение.

На рис. 1, г показано также положение позднепермского полюса Европы. Сибирские траппы, часть которых образовалась в конце поздней перми, могут в целом быть древнее нижнетриасовых красноцветов Восточно-Европейской платформы, но эта разница в возрасте не помогает объяснить обсуждаемое различие.

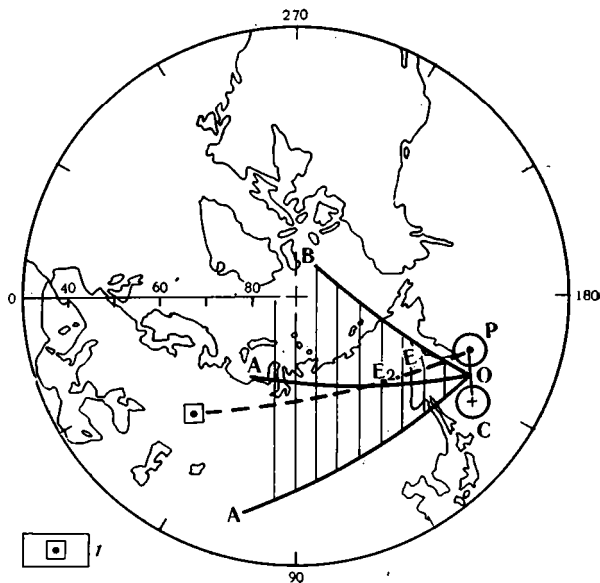


Рис. 2. Анализ палеомагнитных данных по нижнему триасу Северной Евразии (пояснения даны в тексте)  
 1 — центр района исследований нижнетриасовых отложений Восточно-Европейской платформы

Таким образом, методом исключения мы пришли к тектонике. В большинстве глобальных реконструкций Восточно-Европейская и Сибирская платформы считаются независимыми двигавшимися плитами в раннем и среднем палеозое. Их столкновение и образование единой жесткой плиты датируется концом палеозоя [16, 24]. Правда, недавно был сделан вывод о движениях Сибирской платформы в триасе [17], но приведенные в этой же работе палеомагнитные данные не позволяют сделать такой вывод. Приведенные в настоящей работе данные позволяют говорить с достаточной уверенностью о послераннетриасовых горизонтальных движениях между двумя платформами, которые завершились только к раннему мелу. К сожалению, отсутствие надежных палеомагнитных данных не дает возможности датировать эти события точнее. Не исключено также, что движения начались несколько ранее и мы обнаруживаем только ту их часть, которая имела место после приобретения намагниченности траппами. Очевидно, что для точного определения полной амплитуды движений требуются новые надежные палеомагнитные определения по более древним образованиям.

По известной теореме Эйлера, любое движение на поверхности сферы является вращением или суммой вращений. Предположим для простоты (для более сложных гипотез пока нет данных), что движение было поворотом вокруг неподвижного полюса вращения. Этот полюс должен лежать на дуге большого круга, перпендикулярной середине отрезка (точка  $O$ )  $PC$  между двумя средними палеомагнитными полюсами (рис. 2). Угол поворота  $\Phi$  зависит от расстояния  $M$  между полюсом вращения и отрезком  $PC$ ; величина  $\Phi$  может изменяться от  $10^\circ$  при  $M = \pm 90^\circ$  до  $180^\circ$  при  $M = 0$ . Если  $M$  не превышает  $\pm 15^\circ$ , то  $\Phi$  будет большим, и между платформами должна быть зона гигантского сдвига, чего не наблюдается. Таким образом,  $M$  должно быть достаточно велико, чтобы  $\Phi$  было небольшим. Кажется наиболее вероятным, что полюс вращения должен находиться в пределах Сибирской платформы или достаточно близко от нее. Однако величина отрезка  $PC$  (см. рис. 2) слишком мала — около  $10^\circ$ , и поэтому даже небольшие погрешности в определении координат средних полюсов сильно сказываются на направлении перпендикуляра к дуге  $PC$ . Можно только сказать, что вероят-

ностью около 95% полюс вращения лежит в пределах заштрихованного сектора (AOB) на рис. 2. По имеющимся сейчас палеомагнитным данным определить параметры движения точнее невозможно.

### АНАЛИЗ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ДАННЫХ

Если палеомагнитные данные позволяют говорить лишь о вращении (или смещении) Сибирской платформы относительно Восточно-Европейской, то геологические данные дают возможность не только подтвердить факт такого вращения, но и значительно сузить возможные границы и размеры вращающегося континентального блока. Для этого надо проанализировать особенности размещения раннемезозойских структур сжатия и растяжения вокруг предполагаемого полюса вращения<sup>2</sup>.

Такое рассмотрение удобно начать с южной оконечности Сибирской платформы. К юго-востоку от ее южного Прибайкальского выступа, в обширной Яблоново-Становой области и в прилежащих районах Центральной и Северной Монголии, как было показано еще Н. А. Флоренсовым [20] и М. С. Нагибиной [15], широко развиты линейные системы вытянутых в северо-восточном направлении впадин или грабен-синклиналей, приуроченных к Селенгино-Удинской, Хилокской и Чикойской зонам разломов и заполненных преимущественно мезозойскими вулканогенно-осадочными образованиями. Крупнейшие среди них — Орхон-Селенгинская, Аргунская, Удская и др. Образовались они в результате раздробления ранне- и среднепалеозойского складчатого консолидированного основания.

Возникновение систем этих впадин относится к концу перми и раннему триасу, хотя максимальное развитие они получили в конце триаса и в юре. По своим морфологическим особенностям и характеру вулканогенно-осадочного заполнения системы раннемезозойских впадин Яблоново-Становой области и Монголии с полным основанием могут рассматриваться как рифтогенные, обусловленные субмеридиональным (северо-западным) горизонтальным растяжением земной коры, что уже давно было подмечено В. Н. Данилович [6] и К. В. Боголеповым [2], сравнившими их с Восточно-Африканской рифтовой системой. В последнее время такая точка зрения на происхождение мезозойских впадин Забайкалья и Монголии получила дальнейшее развитие в работах В. И. Коваленко и его соавторов [10].

Следует отметить, что в Забайкалье и Северной Монголии условия тектонического растяжения устойчиво сохранялись на протяжении перми, триаса и ранней юры, о чем свидетельствует отсутствие в этом регионе существенных тектонических деформаций сжатия этого возраста. Одним из ярких доказательств этого могут служить прослеженные на значительной площади структурно совершенно согласные взаимоотношения между верхнетриасовыми — раннеюрскими вулканогенно-молассовыми образованиями раннемезозойской Орхонской впадины (Северная Монголия) и подстилающими нижекаменноугольными герцинскими орогенными комплексами [5]. Одновременно интересно подчеркнуть большую унаследованность рифтогенного процесса в данном регионе, который, начавшись на рубеже палеозоя и мезозоя, периодически активно протекал в течение всего мезозоя и по существу продолжается (в Байкальской системе) поныне.

Совершенно другим стилем тектонического развития в раннем мезозое (особенно в триасе) отличалось юго-западное горное обрамление

<sup>2</sup> При этом мы ограничимся северным, западным и южным палеозойским складчатым обрамлением Сибирской платформы, т. е. теми регионами, в пределах которых граница Сибирской платформы в триасе проходила уже внутри единой литосферной плиты и где, следовательно, ее вращательные горизонтальные движения имели, таким образом, внутриплитный характер, и не будем касаться восточной границы Сибирской платформы с мезозондами Верхояно-Колымской области, вдоль которой сопрягались различные литосферные плиты и где в силу этого сам характер взаимодействия, заслуживающий специального рассмотрения, был совершенно иным, нежели на западе, севере и юге.

Сибирской платформы, включающее Туву и восточную часть Алтае-Саянской области. В триасе здесь прошли интенсивные складчато-глыбовые деформации, особенно ярко выраженные в средне- и верхнепалеозойском осадочном чехле Тувинской, Усинской, Южно-Минусинской, Чебаково-Балахтинской, Назаровской, Рыбинской и ряда других эпикаледонских впадин [11—13]. Это прежде всего разнообразные глыбовые складки квадратной, треугольной, прямоугольной, реже овальной формы в плане и коробчатой в разрезе. Многие складки имеют асимметричное строение, с пологими и крутыми крыльями, причем крутые крылья осложнены флексурами, переходящими в разломы. Системы складок не имеют определенных простираний и часто характеризуются взаимно перпендикулярной северо-восточной и северо-западной ориентировкой. Наряду со складками широко развиты разломы, среди которых преобладают субмеридиональные сбросы, взбросы и взбрососдвиги северо-западной и северо-восточной ориентировки и крутые надвиги субширотного дугообразного простирания.

Очевидно, что образование такого ансамбля глыбовых складок и разломов возможно только в условиях тектонического сжатия и было обусловлено, как показал О. М. Завгородский [8, 9], специально изучавший с привлечением экспериментального моделирования возможные механизмы формирования складчато-глыбовых дислокаций Минусинских впадин, субмеридиональными лево- и правосторонними сдвигами перемещениями в раннепалеозойском фундаменте впадин и в их обрамлении (в том числе по таким крупнейшим разломам, как Восточно-Саянский и Кузнецко-Алатауский) при общем движении масс с юга на север. Время их образования, а следовательно, и время существования условий тектонического сжатия в этом регионе падает на триас, так как пермские породы еще входят в состав средне- и верхнепалеозойского осадочного чехла, затронутого складчато-глыбовыми деформациями, а ранне- и среднеюрские угленосные толщи уже срезают и запечатывают последние [11, 14].

Описанный стиль триасовых деформаций четко проявлен во всей обнажающейся части юго-западного складчатого обрамления Сибирской платформы вплоть до его границы с мезозойско-кайнозойским чехлом Западно-Сибирской плиты, а судя по геофизическим данным и глубокому бурению, и еще севернее, уже под чехлом в пределах погребенной Тегульдетской впадины.

В более северной и северо-западной частях Западно-Сибирской плиты триасовая тектоника проявилась вновь в условиях тектонического растяжения в форме рифтогенеза, о чем свидетельствуют результаты многочисленных геофизических исследований и параметрического бурения. По данным П. К. Куликова, В. С. Суркова и мн. др., здесь в триасе образовалась сложная система субмеридионально ориентированных триасовых рифтов, которая отчетливо расширяется в северном направлении и выклинивается в южном и юго-западном. Она состоит из нескольких субпараллельных ветвящихся рифтов, которые резко дискордантно секут все структуры складчатого фундамента (включая герцинские) Западно-Сибирской плиты [18].

Крупнейшим из этих рифтов является Колтогорско-Уренгойский, протягивающийся с юга на север через всю Западно-Сибирскую плиту, от г. Омска до побережья Карского моря на расстояние свыше 1800 км, а по последним данным, и еще дальше к северу через акваторию Карского моря до глубоководной котловины Нансена. Ширина этого рифта изменяется от первых километров на юге до 100 км на севере. К западу от него располагаются меньшие по протяженности и ширине Худутейский, Ямальский, Аганский рифты и ряд мелких грабенов, к востоку — крупный Худосеевский, Усть-Тымский и Чузикский рифты. Как подчеркивают В. С. Сурков и его соавторы [18 и др.], все перечисленные структуры имеют четкие морфологические, геологические и геофизические черты, характерные для рифтовых зон. Они представляют собой глубокие грабены (от 1 до 5 км и более глубины) в рельефе поверхности

складчатого фундамента плиты. Все они заполнены вулканогенно-осадочными образованиями нижнего — среднего триаса (оливиновыми базальтами, габбродиабазами, пироксеновыми и оливиновыми долеритами, слагающими лавы и силлы, туфами и туфобрекчиями основного состава), а также осадочными терригенными отложениями верхнего триаса. В геофизических полях эти грабены характеризуются линейными положительными гравитационными и магнитными аномалиями большой интенсивности и повышенными тепловыми потоками. Время их образования четко фиксируется триасом, поскольку они секут верхнепалеозойские структурно-формационные зоны и перекрываются ниже- и среднеюрскими платформенными образованиями [18]. Приведенные данные не оставляют сомнения в том, что большая часть фундамента Западно-Сибирской плиты в триасе находилась в условиях тектонического растяжения, ориентированного в субширотном направлении (в современных координатах).

Переходя к северному складчатому обрамлению Сибирской платформы, к архипелагу Северной Земли и Северному Таймыру, мы вновь сталкиваемся с геолого-структурными признаками обстановки тектонического сжатия в позднем палеозое и раннем мезозое [21, 22]. Особенно показательны в этом отношении эпикаледонские структуры архипелага Северной Земли, которые имеют много общего как в структурно-морфологическом, так и в формационном плане со структурами средне- и верхнепалеозойского чехла Тувинского прогиба и Минусинских впадин в юго-западном складчатом обрамлении Сибирской платформы.

Как отмечает Б. Х. Егизаров [4, 7], среднепалеозойские красноцветные отложения на островах Пионер, Комсомолец и в западной половине о-ва Октябрьской Революции, где они с резким угловым несогласием залегают на ордовикских, кембрийских и верхнепротерозойских складчатых комплексах североземельских каледонид, выполняют относительно пологие эпикаледонские впадины (Северо-Восточную и Юго-Западную), в пределах которых они осложнены дополнительными складчато-глыбовыми дислокациями. Характер этих разноориентированных складчато-глыбовых дислокаций, среди которых преобладают куполовидные, гребневидные, флексуорообразные, коробчатые и корытообразные формы и системы субширотных взбросов, очень сходен с аналогичными дислокациями в средне- и верхнепалеозойском осадочном чехле эпикаледонских впадин юго-западного обрамления Сибирской платформы и, несомненно, так же как и там, указывает на обстановку тектонического сжатия, субмеридионального в данном случае, существовавшего в период их образования.

К сожалению, время образования складчато-глыбовых дислокаций в среднепалеозойских отложениях на островах архипелага Северной Земли может быть определено только в широком диапазоне, охватывающем поздний палеозой — средний триас, так как наиболее молодыми образованиями, затронутыми этими дислокациями, являются породы верхнего девона (породы карбона и перми на островах Северной Земли неизвестны), а перекрывающими — красноцветные конгломераты и песчаники верхнего триаса — нижней юры.

Тем не менее имеются веские основания полагать, что в течение всего этого интервала времени, область североземельских каледонид и прилегающая часть Северного Таймыра, т. е. наиболее северная периферия складчатого обрамления Сибирской платформы представляла собой зону тектонического сжатия. На это косвенно указывают: 1) отсутствие каменноугольных, пермских и ниже-среднетриасовых отложений на островах Северной Земли и на Северном Таймыре, что свидетельствует о высоком стоянии всего этого региона в течение позднего палеозоя и первой половины триаса, что было бы невозможно или мало вероятно в условиях растяжения земной коры; 2) практически полное отсутствие на Северной Земле и на Северном Таймыре каких-либо признаков трапповой формации позднего палеозоя — раннего триаса, столь широко развитой в пределах Сибирской платформы и на Южном Таймыре, что

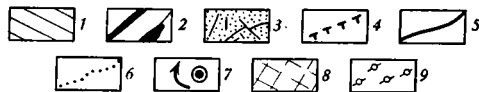
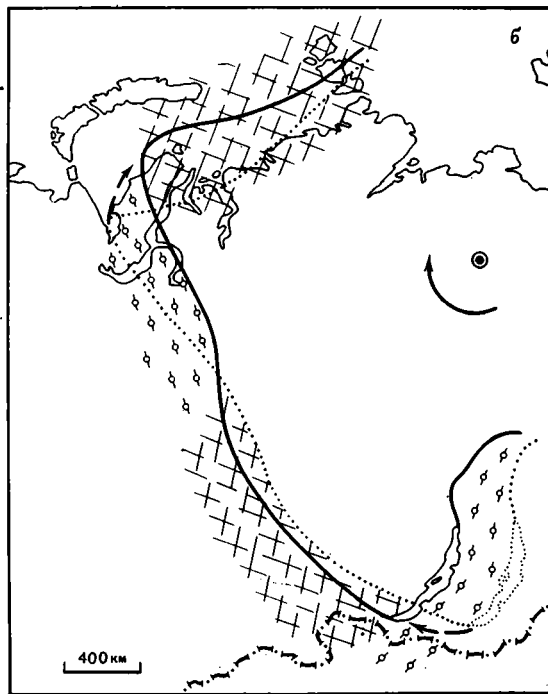
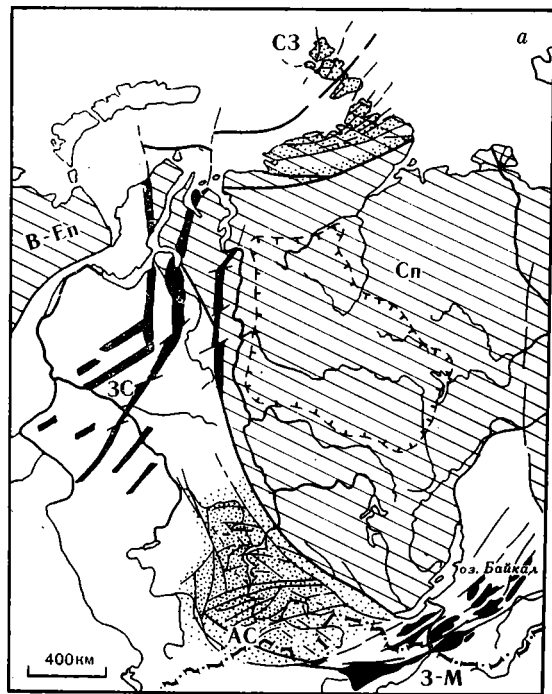


Рис. 3. Схема размещения раннемезозойских структур сжатия и растяжения в палеозойском складчатом обрамлении Сибирской платформы (а) и принципиальная кинематическая схема правостороннего вращения Сибирской платформы в триасе (б)

1 — архейско-раннепротерозойская континентальная кора Сибирской (Сп) и Восточно-Европейской (В-Еп) платформ; 2 — раннемезозойские (в основном триасовые) структуры растяжения в палеозойском складчатом обрамлении Сибирской платформы: раннемезозойские грабенообразные впадины Западного Забайкалья и Северной Монголии (З-М) и триасовые рифты в фундаменте Западно-Сибирской плиты (ЗС); 3 — области палеозойского складчатого обрамления Сибирской платформы, испытавшие раннемезозойские (в основном триасовые) складчато-глыбовые деформации: Алтае-Саянская область (АС) и каледониды Северной Земли (СЗ); 4 — контуры распространения пермо-триасовых траппов Тунгусской синеклизиды; 5—9 — только на б; 5 — современное положение западной, южной и северной границ Сибирской платформы, 6 — реконструируемое примерное положение тех же границ в начале триаса, т. е. до разворота Сибирской платформы по часовой стрелке на  $10^\circ$ , 7 — предполагаемый центр вращения Сибирской платформы относительно палеозойского складчатого обрамления, 8—9 — теоретически предполагаемое положение зон тектонического сжатия (8) и зон тектонического растяжения (9), вытекающее из правостороннего вращения Сибирской платформы на  $10^\circ$

с очевидностью указывает на смену в направлении с юга на север условий растяжения, способствовавших трапповому магматизму, обстановками тектонического сжатия; 3) широкое проявление в пределах Таймыра хорошо палеонтологически документированных ранне- и средне-триасовых складкообразовательных движений, сформировавших субширотную систему линейных складчатых структур гор Бырранга и отразившихся, как считают В. А. Вакар, П. С. Воронов и Б. Х. Егизаров [3], в складчато-глыбовых деформациях среднепалеозойских отложений островов Северной Земли.

Таким образом, в южном, западном и северо-западном складчатом обрамлении Сибирской платформы происходит закономерная смена триасовых структур сжатия и растяжения: от рифтогенных структур растяжения в Забайкалье и Северной Монголии к структурам сжатия сдвиго-сколового генезиса в Туве и восточной части Алтае-Саянской области, затем снова к рифтогенным структурам растяжения в фундаменте центральной и северной частей Западно-Сибирской плиты и снова к складчато-глыбовым дислокациям сжатия на островах архипелага Северной Земли и на Северном Таймыре.

Такое размещение триасовых структур сжатия и растяжения по периферии Сибирской платформы может быть лучше всего объяснено вращательными движениями Сибирской платформы относительно своего палеозойского складчатого обрамления в условиях исторически сложившейся структурной и вещественной неоднородности земной коры, а возможно, и мантии. При этом очень большое значение для возникновения в складчатом обрамлении раннемезозойских структур сжатия и растяжения имела конфигурация в плане архейско-нижнепротерозойского гранулитового ядра Сибирской платформы, вокруг выступов которого в условиях даже незначительного разворота должны были возникать обстановки сжатия (перед фронтом) и растяжения (в тылу).

Если исходить из современных очертаний Сибирской древней платформы, или, точнее, Сибирского массива раннепротерозойской континентальной коры [19], образующего два четко выраженных в плане выступа: Байкальский на юге и Ямальский на северо-западе, то при правостороннем вращении этого древнего континентального блока на величину около  $10^\circ$ , как это следует из палеомагнитных данных, распределение возникающих в этом случае зон сжатия и растяжения в общем виде довольно точно совпадает с реально установленными по геологическим данным областями распространения триасовых структур сжатия и растяжения, охарактеризованными выше (рис. 3, а, б). Следовательно, имеется хорошее соответствие независимо полученных палеомагнитных и структурно-геологических данных, что может служить подтверждением правильности вывода о правостороннем вращении Сибирской платформы в триасовом периоде.

Следует отметить, что такое вращение внутреннего жесткого раннедокембрийского ядра относительно так же консолидированного палеозойского складчатого обрамления происходило в условиях противодействующей ему достаточно жесткой (или, скажем, очень вязкой) среды, каковой является кора континентального типа. Это обусловило образование вокруг вращавшегося древнего континентального блока периферического пояса разломно-глыбовых деформаций, лишенного четких границ в связи с постепенной релаксацией во внешней зоне этого пояса возникших тектонических напряжений при малом угле разворота ядра.

В заключение следует подчеркнуть, что приведенный материал не только позволяет выяснить причины возникновения в палеозойском складчатом обрамлении Сибирской платформы разнообразных ансамблей триасовых структур сжатия и растяжения и наметить в первом приближении кинематическую картину их образования, обусловленную вращательными горизонтальными тектоническими движениями, но одновременно заставляет еще раз поставить вопрос о тектонической нестабильности (не только вертикальной, но и горизонтальной) внутренних частей литосферных плит, что должно учитываться при любом глобальном тектоническом анализе.

1. *Баженов М. Л., Шипунов С. В.* Палеомагнетизм меловых пород Северной Евразии: новые результаты и анализ.— Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1985, № 6, с. 88—100.
2. *Боголепов К. В.* Мезозойская тектоника Сибири. М.: Наука, 1967. 328 с.
3. *Вакар В. А., Воронов П. С., Егизаров Б. Х.* Таймырско-Североземельская складчатая область.— В кн.: Геологическое строение СССР. Т. 3. М.: Госгеолтехиздат, 1958, с. 89—94.
4. Геология СССР. Т. XXVI. Острова Советской Арктики. Геологическое описание. М.: Недра, 1970. 547 с.
5. *Грецкая Т. А., Моссаковский А. А.* Некоторые вопросы стратиграфии и структурных соотношений карбона и триаса на севере Центральной Монголии (междуречье Орхона и Толы).— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1969, № 2, с. 105—113.
6. *Данилович В. Н.* Некоторые закономерности дизъюнктивной тектоники юго-западного Забайкалья.— Материалы по геол. и полезн. ископ. Бурятской АССР. Улан-Удэ, 1960, вып. 1 (IV), с. 9—51.
7. *Егизаров Б. Х.* Геологическое строение архипелага Северная Земля.— Тр. НИИГА, 1959, т. 94, с. 388—423.
8. *Завгородский О. М.* О влиянии горизонтальных сил на формирование средне- и верхнепалеозойских структур Минусинского прогиба (по результатам экспериментальных исследований).— Геология и геофизика, 1969, № 6, с. 46—53.
9. *Завгородский О. М.* Механизм образования палеозойских структур Минусинского прогиба (по экспериментальным данным): Автореф. канд. дис., Ростов н/Д: Ростовский-на-Дону гос. ун-т, 1971. 27 с.
10. *Коваленко В. И., Моссаковский А. А., Ярмолюк В. В.* Проблема реконструкции геодинамических обстановок и петрохимическая зональность (на примере позднепалеозойского вулканического пояса Монголии).— Геотектоника, 1983, № 6, с. 13—29.
11. *Красильников Б. Н., Моссаковский А. А., Суворова В. С.* Тектоническое строение северной части Минусинской котловины и некоторые комплексные методы его изучения.— Сов. геология, 1955, сб. 42, с. 128—155.
12. *Красильников Б. Н., Моссаковский А. А.* Складки облекания северной части Минусинской котловины и их связь с каледонскими структурами.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1958, т. 33, вып. 2, с. 23—42.
13. *Луцицкий И. В.* Вулканизм и тектоника девонских впадин Минусинского межгорного прогиба. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 276 с.
14. *Моссаковский А. А.* Тектоническое развитие Минусинских впадин и их горного обрамления в докембрии и палеозое. М.: Госгеолтехиздат, 1963. 216 с.
15. *Назибина М. С.* Тектоника и магматизм Монголо-Охотского пояса. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 464 с.
16. Палеомагнитные направления и палеомагнитные полюса. Данные по СССР. Вып. 1. Л.: Междуведомственный геофизический комитет, 1971. 124 с.; Вып. 2. М., 1973. 88 с.; Вып. 3. М., 1975. 43 с.; Вып. 4. М., 1979. 51 с.
17. Палеомагнитология/Ред. Храмов А. Н. Л.: Недра, 1982. 312 с.
18. *Сурков В. С., Трофимук А. А., Жеро О. Г., Конторович А. Э., Смирнов Л. В.* Триансовая рифтовая система Западно-Сибирской плиты, ее влияние на структуру и нефтегазоносность платформенного мезозойско-кайнозойского чехла.— Геология и геофизика, 1982, № 8, с. 3—15.
19. Тектоническая карта Северной Евразии, м-б 1:5 000 000/Ред. Пейве А. В., Яншин А. Л. Геологический ин-т АН СССР. Л.: Аэрогеология, 1980.
20. *Флоренсов Н. А.* Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 163 с.
21. *Граммберг И. С., Волк В. Э., Зархидзе В. С., Кулаков Ю. Н., Школа И. В., Яншин Д. С.* Геологическое строение Арктической континентальной окраины СССР. 27-й МГК. Геология Арктики, коллоквиум 04. Доклады. Т. 4. М.: Наука, 1984, с. 3—11.
22. *Посребицкий Ю. Е.* Палеотектонический анализ Таймырской складчатой системы. Л.: Недра, 1981. 248 с.
23. *Briden J. C., Duff B. A.* Pre-Carboniferous paleomagnetism of Europe north of the Alpine orogenic belt.— In: Paleoreconstruction of the continents/Eds McElhinny M. W., Valencio D. A. Wash.: D. C., 1981, p. 137—149.
24. *Irving E.* Fragmentation and assembly of the continents. Mid-Carboniferous to present.— Geophys. Surv., 1983, v. 5, p. 299—333
25. *Khratov A. N., Rodionov V. P.* Palaeomagnetism and reconstruction of palaeogeographic positions of the Siberian and Russian plates during the Late Proterozoic and Palaeozoic «Global Const. and Geomag. Field. Palaeozoic». Proc. JUGG Symp. Canberra, Dec., 1979, Tokyo, Dordrecht e. a., 1981, p. 23—37.



УДК 551.248.2(571.66)

МАКАРЫЧЕВ Г. И. ПАЛЕЙ И. П., ГЕСЬ М. Д.,  
МОРКОВКИНА В. Ф., БУРАШНИКОВ В. В.**ДОКЕМБРИЙСКИЙ ВЫСТУП ХРЕБТА ДАРИБИ И ЕГО  
ПОЛОЖЕНИЕ В СТРУКТУРЕ ЗАПАДНОЙ МОНГОЛИИ**

В восточной части хр. Дариби установлены три зоны разного возраста, составляющие единый латеральный ряд складчатых структур. Основание разрезов слагают в разной степени преобразованные породы офиолитовой ассоциации, чем доказывается их заложение на коре океанического типа. Показано длительное формирование континентальной коры. Подробно проанализирован вопрос о соотношении палеозойских и допалеозойских структур. Установлена структурная принадлежность докембрийского выступа хр. Дариби к краю древнего микроконтинента — Дзабханской зоне.

Хребет Дариби расположен в юго-западной части Западной Монголии. Орографически хребет представляет собой юго-восточный отрог Монгольского Алтая, окруженный со всех сторон молодыми впадинами. Докембрийские образования развиты только в крайней юго-восточной части хребта, а северо-западную, большую его половину, слагают толщи венд-палеозойского возраста. В современной структуре Западной Монголии этот докембрийский выступ расположен на стыке двух крупных структурно-формационных зон. К востоку от выступа докембрия, за широкой Шаргын-Нурской впадиной, расположена протяженная Дзабханская зона, видимое основание разреза которой сложено метаморфическими породами докембрия, перекрытыми чехлом терригенно-карбонатных отложений венда — кембрия. К западу расположена Озерная зона ранних каледонид с типичным эвгеосинклинальным разрезом (включая офиолиты) того же венд-кембрийского возраста. Такое структурное положение и геологическое строение хр. Дариби определили различную трактовку тектонической природы этого выступа докембрия.

Нужно отметить крайне ограниченное количество публикаций по этому району Монголии. Достаточно сказать, что докембрий в хр. Дариби не был известен еще в 1971 г., о чем свидетельствует изданная в это время обзорная геологическая карта Монголии. Докембрийские образования здесь были установлены только в 1977 г. в связи с открытием Алагульского месторождения бокситов сотрудниками Советско-Монгольской геологической экспедиции под руководством и при непосредственном участии Н. С. Зайцева [4]. Эти исследования коренным образом изменили представления о строении хр. Дариби. По результатам этих работ Н. С. Зайцев составил первую геологическую карту восточной части хребта в масштабе 1 : 100 000, на которой впервые была показана складчатая структура докембрийского выступа. Н. С. Зайцевым совместно с Б. Лувсанданзаном произведено расчленение разреза докембрия на три комплекса в соответствии с составом пород и степенью их метаморфизма.

Вместе с тем сам факт присутствия докембрийских пород в хр. Дариби, расположенном в центральной части Озерной зоны, позволил Н. С. Зайцеву включить эти образования в состав этой зоны, считать их ее фундаментом и сделать вывод о заложении и развитии Озерной зоны на гранитизированной коре континентального типа. Ранее было принято считать фундаментом Озерной зоны кору океанического типа [11]. Такую точку зрения аргументировали А. Б. Дергунов [2], А. А. Моссаковский и А. Б. Дергунов [9], хотя названные исследователи непосредственно и не рассматривали тектоническое положение докембрийского выступа в хр. Дариби. По мнению А. Б. Дергунова, Озерная зона явля-

ется частью крупного Казахстано-Сибирского палеоокеана, возникшего в результате венд-кембрийской деструкции докембрийской континентальной коры. Позднее, во второй половине раннего палеозоя, океанические формации Озерной зоны были шарьированы на край Дзабханской зоны, что и определило сложные тектонические соотношения этих зон в современной структуре Западной Монголии. Близкое мнение об океанической природе Озерной зоны ранее высказывал Л. П. Зоненшайн. Однако в отличие от А. Б. Дергунова Л. П. Зоненшайн допускал, что в Озерной зоне сохранились участки с океаническим типом коры, унаследованные от позднепротерозойского этапа развития [5]. Позднее он включил в состав Озерной зоны Гоби-Алтайский выступ докембрия, отметив лишь сложные тектонические соотношения докембрия с офиолитами Озерной зоны [6]. Ранее польские геологи И. Дон и М. Думич [13] также относили этот выступ докембрия к Озерной зоне и считали его древним фундаментом. Другое мнение о происхождении развитых здесь метаморфических пород высказала Н. Г. Маркова [11]. Она полагала, что эти метаморфические породы возникли по вулканическим и осадочным толщам барагольской серии, залегают в ее основании и, вероятнее всего, принадлежат рифею.

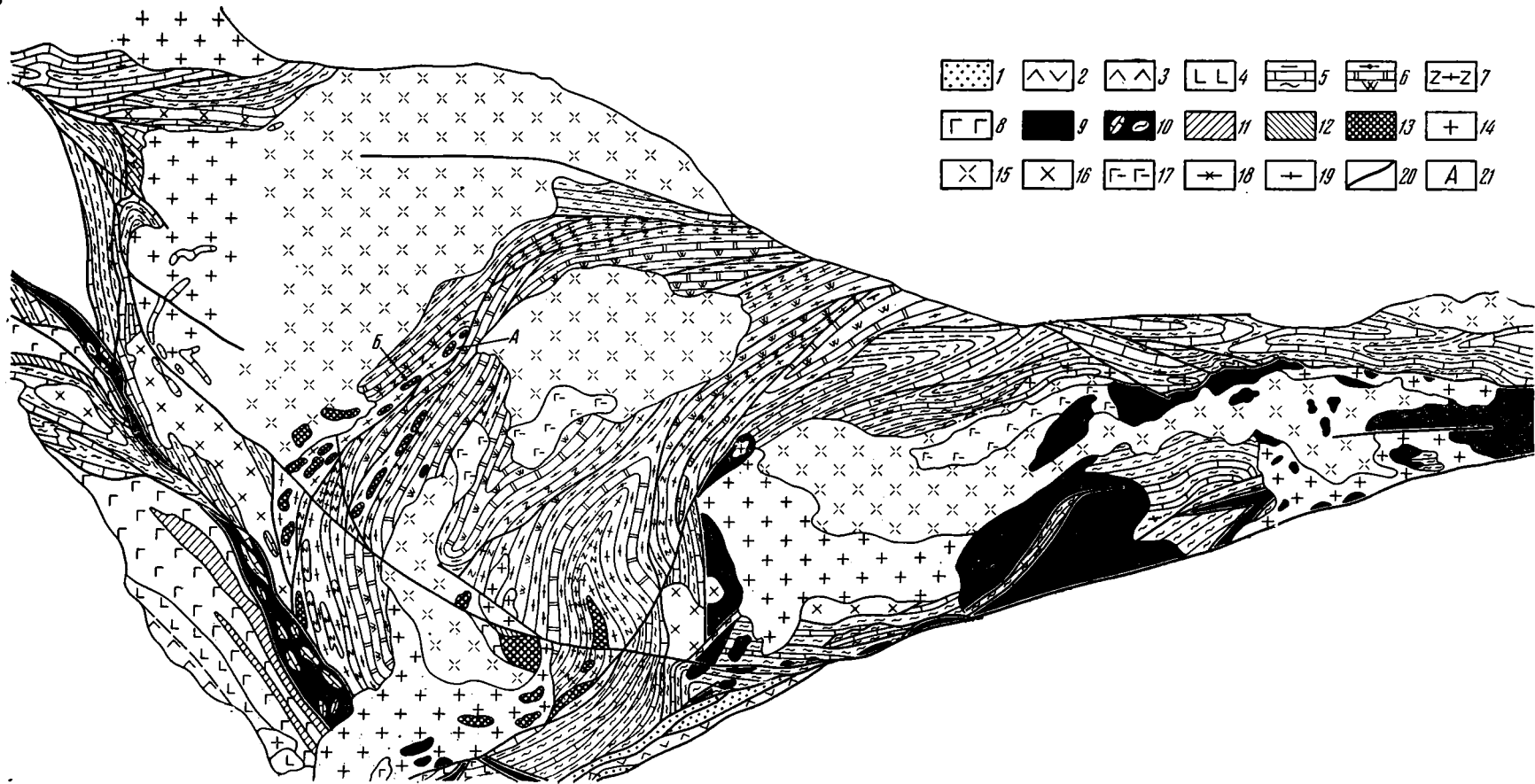
Таким образом, все сказанное делает необходимым дальнейшее изучение докембрийских образований хр. Дариби и района Гоби-Алтая не только в аспекте принадлежности их к Озерной зоне, что само по себе важно для решения вопроса о ее фундаменте (континентальном или океаническом), но и для расшифровки истории становления континентальной коры в Западной Монголии на докембрийском этапе развития. В свете этих задач ниже излагаются новые данные авторов, полученные при полевых исследованиях в 1981—1983 гг.

#### ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ХР. ДАРИБИ

Важной особенностью строения восточной части хр. Дариби является широкое развитие пород офиолитовой ассоциации, что в сочетании с развитыми здесь метаморфическими породами существенно отличает ее от западной части, где выходы последних неизвестны. По распространенности офиолитов хребет Дариби занимает одно из первых мест на территории Монголии. В последние годы здесь выявлены полные (ненарушенные) разрезы офиолитовой ассоциации, зоны серпентинитового меланжа и протрузии серпентинитов. Независимо от полноты разреза офиолитов остается бесспорным, что они возникли в океанических условиях, а отсутствие в ряде мест отдельных членов ассоциации свидетельствует о тектонических условиях становления офиолитов в верхней части структуры земной коры. Широкое развитие офиолитов в любой складчатой области служит прямым указанием на сложное покровно-надвиговое ее строение. Не составляет исключения в этом отношении и хребет Дариби.

В структуре этой части хр. Дариби выделяются три крупные зоны, различающиеся по возрасту и структурному плану, но имеющие сходное первичное строение разрезов. В каждой зоне развиты офиолиты, в разной степени испытавшие преобразования, что делает этот район уникальным для познания эволюции структуры земной коры от океанического типа к континентальному. Границы зон совпадают с крупными тектоническими швами надвигового типа, вдоль которых развит серпентинитовый меланж или выведены на поверхность фрагменты разреза офиолитов. Исключение составляет Алагульский массив гипербазитов, представляющий крупную протрузию, позднее прорванную разными по составу и возрасту гранитоидами. Ниже дается краткое описание строения этих зон.

1. Зона венд-кембрийского возраста на представленной карте (рис. 1) занимает крайнее юго-западное положение и является фрагментом Озерной зоны. Для нее характерен ненарушенный разрез офиолитовой ассоциации и слабый метаморфизм пород. Северная граница зоны совпадает



с полосой серпентинитового меланжа (до 1 км), за которой располагается широкое поле наиболее сильно метаморфизованных пород района. Лучший разрез Озерной зоны на этом участке расположен по сухому сайру с колодцем Даву (рис. 2, 1). Основание разреза сложено серпентинитовым меланжем. Интересно отметить, что в его составе целиком отсутствуют породы амфиболитовой фации метаморфизма, на которые надвинуты офиолиты, и широко представлены породы зеленосланцевой фации, слагающие промежуточную Хабчигин-Булакскую зону.

Основу меланжа составляют сильно тектонизированные серпентиниты, первичная природа которых остается неясной. В серпентинитах хаотически расположены включения серицитовых сланцев, метадиабазов, красных кремнистых сланцев и особенно много тонкоплитчатых мраморизованных известняков. Серпентиниты участками подверглись альбитизации и карбонатизации. Апосерпентинитовые карбонатные породы массивной текстуры содержат реликты серпентина, брусита и крупные таблички бастита. Эти карбонатные породы нередко принимают за осадочные, что в действительности неверно. За полосой меланжа к югу располагается другая полоса, сложенная пироксенитами. Обычно это серпентинит-баститовая порода типа верлита. Клинопироксен часто замещен тремолитом и актинолитом. Таких полос обычно несколько, ширина их десятки метров; разделены они роговообманковыми габбро такситовой текстуры. Среди этих габбро часто встречается лейкогаббро, переходящее в пегматоидное габбро и плагиоклазит с реликтами серпентинита, замещающегося в свою очередь тремолитом. Чередование невыдержанных полос пироксенитов и габброидов составляет большую часть офиолитового разреза.

Ниже по сайру и выше по разрезу (по падению полосчатости в габброидах) обнажается дайковый комплекс, представленный серией даек мощностью в 1—2 м. Дайки сложены лейкодолеритом или микродиабазом; междайковое пространство — тонкозернистым агрегатом актинолита и олигоклаза. Заканчивается разрез широкой полосой амфиболитовых диабазов и плагиопорфиритов. Петрохимический состав зеленокаменноизмененных диабазов соответствует составу толеитов. Продолжение разреза Озерной зоны наблюдается на северо-западе за пределами карты. Здесь, по данным А. Б. Дергунова и Т. Н. Херасковой [3], на диабазах залегает толща туффитов, туфогенных песчаников, кремнистых пород с горизонтами и линзами известняков. Авторы подчеркивают глубоководный характер осадков, отсутствие в них продуктов размыва сиалической коры. Возраст вулканогенно-осадочной части разреза считается венд-раннекембрийским. Таким образом, описанный разрез своей нижней частью (офиолитовая ассоциация) весьма сопоставим с разрезом дна современных океанов. Этот разрез слагает моноклиналичную пластину, надвинутую в северо-восточном направлении и, видимо, перекрывающую располагавшуюся севернее другую формационную зону, уже рифейского (?) возраста.

Рис. 1. Структурно-геологическая карта восточной части хр. Дариби. Составлена с использованием материалов Н. С. Зайцева, Б. Лувсанданзана, О. Томуртоого и др.

*Стратифицированные образования (1—7):* 1 — флишoidная толща  $D_3-C_1$ , 2 — вулканогенно-туфовая толща (порфириты, кварцевые порфириты, фельзиты, туфы),  $D_{1-2}$ , 3 — плагиоклазовые порфириты  $V-E_1$ , 4 — диабазы амфиболитовые  $V-E_1$ , 5 — актинолитовые, кварц-хлорит-серицитовые, кремнистые сланцы, мраморизованные известняки и метабазалты  $R_1(?) - R_2$ , 6 — толща переслаивания биотитовых, биотитроговообманковых плагиогнейсов, кварцитов и мраморов, горизонты амфиболовых сланцев и микроклиновых гнейсов, плагиомигматиты  $PR_1?$ , 7 — амфиболиты массивные и полосчатые, иногда с гранатом, плагиомигматиты и гранатоплаггиогнейсы  $PR_1?$ .

*Породы офиолитовой ассоциации, в том числе метаморфизованные (8—13):* 8 — габброиды, 9 — протрузии серпентинитов, 10 — серпентинитовый меланж, 11 — пироксениты, 12 — гарцбургиты, 13 — оливин-пироксеновые, пироксен-амфиболовые эклогитоподобные породы, габброамфиболиты, горнблендиты, плагиомигматиты, гранатоплаггиогнейсы и плагиогнейсы. *Интрузивные образования (14—19):* 14 — розовые микроклиновые граниты  $E_1$ , 15 — диориты, гранодиориты  $R_2(?)$ , 16 — диориты, кварцевые диориты  $R_2(?)$ , 17 — габбро, габбродиориты  $R_2(?)$ , 18 — биотитовые гранитоиды дорифейские, 19 — плагиомигматиты и плагиогнейсы дорифейские, 20 — разрывы; 21 — местоположение рис. 3

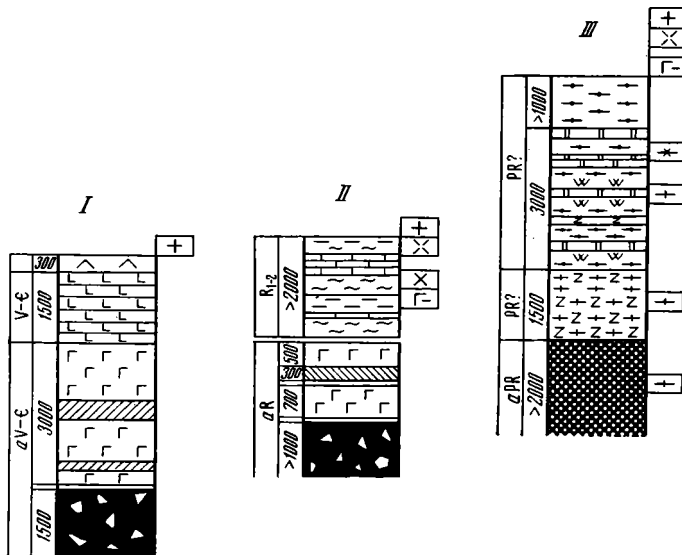


Рис. 2. Разрезы тектонических зон: I — Озерной, II — Хабчигин-Булакской, III — Дзабханской. Условные обозначения см. на рис. 1

2. Хабчигин-Булакская зона занимает промежуточное положение между венд-кембрийской Озерной зоной и областью развития глубоко-метаморфизованных пород центральной части хр. Дариби. Последняя продолжается на восток и под покровом молодых отложений соединяется с Гоби-Алтайским выступом докембрия, на что впервые обратил внимание Н. С. Зайцев [4]. Сходство строения разрезов этих двух выступов докембрия в Юго-Западной Монголии позволяет включить их в одну зону — Гоби-Алтайскую. Ранее Л. П. Зоненшайн [6] под этим названием описал докембрийские образования Гоби-Алтайского выступа. Хабчигин-Булакская зона характеризуется только ей свойственным типом разреза. Развитый здесь комплекс пород существенно отличается от венд-кембрийского комплекса Озерной зоны как по составу пород, так и по степени их метаморфизма. Прежде всего эти различия устанавливаются для пород верхней, стратифицированной части разреза (рис. 2, II), испытавших метаморфизм от зеленосланцевой фации до эпидот-амфиболитовой субфации. Наиболее обычны здесь метабазиты, сохранившие реликтовую структуру эффузивов, актинолитовые, кварц-хлорит-серицитовые, кремнистые сланцы, метаграувакки и тонкослоистые хемогенные известняки. Такой зеленосланцевоизмененный тип разреза прослеживается по обе стороны родника Хабчигин-Булак, вдоль западного и южного склонов хр. Дариби.

Основание разреза, по-видимому, слагают породы офиолитовой ассоциации, пространственно ассоциирующие с породами зеленосланцевого комплекса. Наиболее отчетливо такая связь устанавливается на западном фланге зоны. Здесь в серии тектонических пластин на поверхность выведены гипербазиты, представленные серпентинитовым меланжем, а также пластины гарцбургитов. Между ними заключена пластина габброидов, среди которых преобладают разности лейкогаббро. Все пластины круто наклонены на юго-запад. В этом же направлении падают слои метадиабазов и актинолитовых сланцев, непосредственно контактирующие по разлому с офиолитами. Метаграувакки и известняки залегают стратиграфически выше, что устанавливается по их положению в ядре синклинали. Такая пространственная и структурная связь офиолитового и зеленосланцевого комплексов, смена одного другим по латерали указывают на то, что здесь развит единый, но тектонически нарушенный разрез. Такой тип разреза прослеживается в северо-западном направ-

лении до дороги, идущей из сомона Дарив и пересекающей хребет с юго-запада на северо-восток. К западу от этой дороги зеленосланцевый комплекс не известен. Вероятно, он тектонически перекрыт разрезом Озерной зоны, на что указывают крупные пластины гипербазитов вдоль контакта с актинолитовыми сланцами. Последние вновь обнажаются на северном склоне хребта, тем самым подчеркивая дугообразный стиль строения всей структуры. Восточное продолжение Хабчигин-Булакской зоны устанавливается в обрывах южного склона хребта. Здесь развит тот же зеленосланцевый тип разреза и ассоциирующие с ним массивы гипербазитов. Вряд ли такую связь можно считать случайной, хотя здесь нельзя установить единый разрез, поскольку гипербазиты, с одной стороны, надвинуты на сланцы, а с другой — их прорывают в виде протрузий. Такие соотношения наглядно видны на примере Алагульского массива. Тем не менее можно объяснять протрудирование гипербазитов в связи с тектоническими движениями, нарушившими первичное строение разреза океанического типа.

К этому же типу разреза мы отнесли толщу пород, развитых на северном склоне хребта. Здесь в составе толщи преобладают метатерригенные породы, кремнистые сланцы, мраморизованные известняки, а также присутствуют амфиболовые сланцы и амфиболиты. Толща смята в систему узких сжатых складок субширотного простирания, нарушенных серией разрывов, сдвигонадвигового типа. По одному из таких разрывов в контакте с гипербазитами наблюдаются складки волочения с опрокидыванием шарниров в западном направлении, т. е. в сторону перемещения слоев.

Таким образом, строение Хабчигин-Булакской зоны существенно отличается от строения Озерной зоны, несмотря на большое сходство нижних членов их разрезов, представленных офиолитовой ассоциацией. Эти различия наблюдаются и в проявлении гранитоидного магматизма. В Озерной зоне в этой части хребта установлены только розовые порфиридные калиевые граниты. Их возраст, определенный по флюгопиту калий-аргоновым методом в лаборатории ИГЕМ, составляет  $540 \pm \pm 12$  млн. лет. Это самые молодые граниты района. В Хабчигин-Булакской зоне кроме этих гранитов известны интрузивные тела габбро, габбродиоритов, массивы диоритов и кварцевых диоритов. По соотношению с розовыми гранитами возраст диоритов вряд ли моложе венда. По данным Н. С. Зайцева [4], возраст габбро, прорывающих гипербазиты Алагульского массива, равен  $930 \pm 60$  млн. лет, следовательно, зеленосланцевый комплекс должен относиться к рифею, не моложе среднего, так как верхний рифей в Западной Монголии представлен орогенной дзабханской свитой.

Таким образом, описанные две зоны — Озерная и Хабчигин-Булакская — по многим данным являются самостоятельными структурными единицами в хр. Дариби. Их параллельное расположение на современном срезе позволяет допустить, что до тектонического сближения они составляли латеральный ряд структур и принадлежали единому бассейну с корой океанического типа.

3. К третьей структурной зоне мы отнесли центральную часть хр. Дариби. Здесь среди полей разнообразных мигматитов и гнейсов присутствуют скиалитовые тела амфиболитов, габброамфиболитов, горнблендитов, эклогитоподобных пород и гипербазитов. В целом этот комплекс пород метаморфизован в амфиболитовой фации метаморфизма. Породы комплекса испытали два этапа гранитизации: вначале плагиогранитизацию, а затем собственно гранитизацию, что существенно отличает его от вулканогенно-осадочных образований, описанных в двух других зонах. Более того, эти зоны характеризуются резко отличным структурным планом. Развитая здесь система узких и сжатых складок ориентирована преимущественно в северо-восточном направлении, по существу перпендикулярно к простиранию структур рифейского и венд-кембрийского возраста. Складки осложнены продольными надвигами; наблюдается запрокидывание их крыльев в западном направлении, что создает лож-

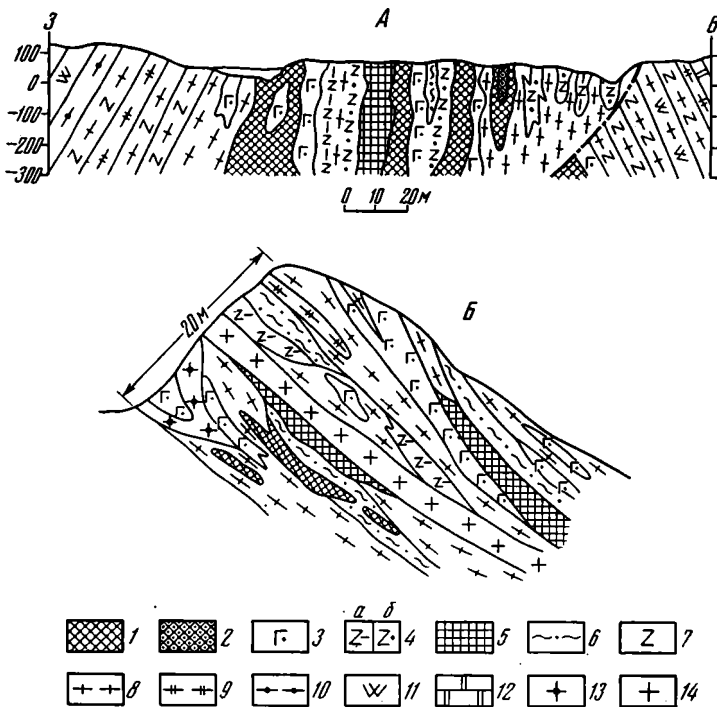


Рис. 3. Профиль-зарисовка обн. 204 (А) и зарисовка обн. 205 (Б) в верховьях р. Хабчигин-Булак

1—6 — породы меланократового комплекса, испытавшие преобразования: 1 — пироксен-роговообманковая порода с серпентином и альбитом, 2 — пироксен-гранатовая порода с альбитом, 3 — горнблендиты с реликтами пироксена, 4 — амфиболиты (а), то же с гранатом и вторичным альбитом (б), 5 — пироксен-гранат-амфиболовые плагиогнейсы (эклогитоподобные породы), 6 — биотит-гранат-роговообманковые сланцы; 7—12 — стратифицированный комплекс с мигматитами: 7 — амфиболиты с плагиоклазом № 40—45, 8 — плагиомигматиты и плагиогнейсы, 9 — микроклиновые гнейсы, 10 — биотитовые и биотит-роговообманковые гнейсы, 11 — кварциты, 12 — мраморы; 13 — серые биотитовые граниты; 14 — серые биотитовые граниты

ное представление о моноклинальном залегании слоев. Общий структурный план этой зоны явно аномальный по отношению к структурному плану Хабчигин-Булакской зоны. Соотношения между ними всюду тектонические. Так, вдоль восточной границы зон гнейсово-амфиболитовый комплекс пород тектонически перекрывает субширотно простирающиеся складки в зеленосланцевом комплексе. Аналогичные соотношения установлены и вдоль юго-западной границы этих комплексов. Что же касается западной границы, то она условно проводится по ксенолитам двух толщ в массиве диоритов, при этом падение слоистости в известняках зеленосланцевого комплекса направлено в сторону гнейсово-амфиболитового комплекса. Все это, вероятно, указывает на аллохтонное залегание гнейсово-амфиболитового комплекса на зеленосланцевом. Об этом свидетельствуют и протрузии серпентинитов, локализованные как вдоль границ комплексов, так и среди гнейсово-амфиболитового комплекса. Видимо, они играли роль «смазки» при надвигании последнего (см. рис. 5).

Стратиграфический разрез метаморфического комплекса устанавливается на основе структурно-геологического картирования и всестороннего изучения состава меланократовых пород, а также вмещающих их гнейсов. Это позволило выявить структурную приуроченность меланократовых пород к ядрам антиклиналей или к основанию тектонических пластин. Обычно видимое основание разреза слагают продукты преобразования пород офиолитовой ассоциации, принадлежащие меланократовому фундаменту древней эвгеосинклинали. Реликтовая природа пород

меланократового фундамента устанавливается в обнажениях, где видно их соотношение с плагиомигматитами (рис. 3). Для таких скиалитов наиболее частыми являются парагенезы с одним или двумя пироксенами, реже с оливином. Отдельные тела сложены горнблендитами, для которых характерна тесная связь с пироксенитами и взаимные переходы друг в друга. По своей сути горнблендиты являются породой — показателем принадлежности к офиолитовой ассоциации. При наложении плагиомигматизации в породах меланократового комплекса появляется гранат; выделение его наиболее обильно в контакте с полосами плагиомигматитов. Одновременно горнблендиты насыщаются порфиробластами альбита — олигоклаза и приобретают облик габброидов с несвойственным им кислым плагиоклазом. Неравномерность проявления наложенной плагиомигматизации обуславливает образование сложного спектра пород — от пироксеновых гнейсов до мелано-, мезо- и лейкократовых их разновидностей. Отдельные разновидности новообразованных пород имеют облик так называемых серых гнейсов. В плагиомигматитах и в жилах плагиогранитов, секущих скиалиты меланократовых пород, иногда сохраняется реликтовый ромбический пироксен, что делает породу близкой по составу эндербитам. При последующем наложении гранитизации на породы меланократового комплекса, уже испытавшие натровый метасоматоз, образуются микроклиновые гнейсы, а также полосы и изометричной формы участки гранитогнейсов.

Охарактеризованные выше минеральные парагенезы, особенно с пироксеном и гранатом, многие исследователи принимают за реликты гранулитового метаморфизма осадочных толщ, что не соответствует действительности, особенно принимая во внимание отсутствие среди них кислых гранулитов, если не допускать, что они полностью превращены в плагиомигматиты, плагиогранитогнейсы и микроклиновые гнейсы. Важной особенностью строения этой части разреза метаморфического комплекса является полное отсутствие элементов стратификации пород. Все они связаны взаимопереходами как по разрезу, так и по латерали.

Стратифицированные образования, как показало картирование, занимают более высокое положение в разрезе. Обычно преобразованные породы меланократового фундамента находятся в окружении амфиболитов, также испытавших плагиогранитизацию. Однако их изучение показало, что амфиболиты, хотя и прерывисто, но прослеживаются на значительные расстояния по простиранию, позволяя тем самым установить складчатую структуру толщи. Вверх по разрезу они сменяются мраморами, кварцитами, слюдяными сланцами и гнейсами. В ряде мест амфиболиты непосредственно наращивают разрез гипербазит-габброидного комплекса, их петрохимический состав близок толентам, отличаясь более высоким содержанием натрия и калия, что обусловлено наложением процессов натрового и калиевого метасоматоза. Все это позволяет рассматривать совокупность меланократовых пород в качестве реликтов гранитизированной коры океанического типа. Подтверждением сказанному является то обстоятельство, что нигде не удается установить магматическое внедрение этих пород, они всюду оказываются древнее мигматитов и гнейсов. Верхняя часть метаморфического комплекса сложена типичными стратифицированными образованиями (рис. 2, III). Здесь также присутствуют горизонты амфиболитов, чаще амфиболовых гнейсов, но их роль незначительна среди слюдяных сланцев, биотитовых гнейсов, кварцитов и мраморов. Двуслюдяные сланцы иногда содержат ставролит и силлиманит, в них присутствует и гранат. Эти минералы чаще находятся в сланцах, сохранившихся в полях мигматитов, или вблизи их контактов с телами плагиогранитогнейсов. Этот комплекс существенно осадочных пород развит не только в хр. Дариби. Он широко распространен и хорошо изучен в других докембрийских выступах Западной Монголии [1]. Как показали наши исследования, кварцито-карбонатный комплекс всюду залегает выше амфиболитового и характеризуется выдержанностью состава на большом пространстве. Ранее мы его описывали под названием гоби-алтайского комплекса, с ним и сопо-



ставляли верхнюю часть метаморфического разреза хр. Дариби. Возраст наиболее сильно метаморфизованного комплекса хр. Дариби может быть определен только условно на основании сравнения с докембрийскими толщами других выступов Западной Монголии, прежде всего с районом Бумбургер. Немецкими геологами из гнейсов этого района калий-аргоновым методом получен радиологический возраст, равный 1,9 млрд. лет.

Итак, суммируя все сказанное выше, можно сделать вывод о том, что в хр. Дариби развиты три типа разрезов, отвечающие трем тектоническим зонам. Основание разрезов слагают в разной степени преобразованные породы офиолитовой ассоциации. Формационный состав разрезов типично эвгеосинклинальный с офиолитами и отвечает, как теперь мы говорим, бассейнам с корой океанического типа.

Смена тектонических зон по латерали с востока на запад с последовательным омоложением возраста эвгеосинклинальных формаций, вероятно, указывает на разное время вовлечения в геосинклинальный процесс ложа древнего океана. Этим можно объяснить определенную направленность проявления вулканизма и осадконакопления, разную степень метаморфизма пород хр. Дариби, так же как и нарастание явлений гранитообразования во времени.

### СТРОЕНИЕ ГОБИ-АЛТАЙСКОГО ВЫСТУПА ДОКЕМБРИЯ

Тектоническая зональность, установленная в хр. Дариби, в той же последовательности повторяется на южном склоне хр. Хасагт-Хайрхан. Докембрийские образования этого района известны в литературе под названием Гоби-Алтайского выступа [11]. Польские геологи, проводившие здесь картирование, как мы уже отмечали, докембрийские образования объединили в гоби-алтайскую серию и рассматривали ее в качестве фундамента Озерной зоны [13]. Л. П. Зоненшайн и О. Томуртогов [7] также относили этот выступ докембрия к Озерной зоне, однако эти авторы считали толщу докембрия надвинутой на породы офиолитовой ассоциации Хан-Тайширской подзоны Озерной зоны. Ф. П. Митрофанов с соавторами [8] изучали восточную часть выступа в районе аймака Гоби-Алтай и подразделили гоби-алтайскую серию докембрия на три комплекса, указав на тектонические соотношения между ними. Зеленосланцевый комплекс они отнесли к рифею, кварцито-карбонатно-гнейсовый и амфиболито-гнейсовый — к раннему протерозою. Здесь представляется важным то, что эти комплексы, как и в хр. Дариби, составляют латеральный ряд тектонических зон, омолаживающихся в южном направлении. Крайнее южное положение в этом ряду занимает Озерная зона с ненарушенным разрезом офиолитовой ассоциации венд-кембрийского возраста. Все это указывает на прямое продолжение тектонических зон хр. Дариби под молодыми отложениями Ширгин-Нурской впадины в район Гоби-Алтая.

Наши исследования были проведены в западной части Гоби-Алтайского выступа докембрия. Была составлена структурно-геологическая карта вдоль долины р. Дунд-Шаргын-Гол (рис. 4). В этом сечении установлена та же латеральная последовательность трех комплексов пород — от метаморфизованных в амфиболитовой фации к зеленосланцевой и к фактически неизменным отложениям. Границами между комплексами служат надвиги, чем, видимо, и объясняется отсутствие нижних членов разрезов, представленных в хребтах Дариби и Хан-Тайшири породами офиолитовой ассоциации.

Крайние южные выходы по р. Дунд-Шаргын-Гол представлены слабо измененными основными эффузивами. Здесь наряду с мелкозернистыми диабазами в составе толщи присутствуют горизонты типичных шаровых базальтоидов, прослой туфов, лаво- и туфобрекчий. Выше по разрезу наблюдается чередование плагиопорфиритов с кварцевыми порфирами, их туфами и редкими горизонтами мелкозернистых кремнистых сланцев. Заканчивается разрез тонкоплитчатыми известняками, содержащими прослой кремнистых сланцев. Суммарная мощность разреза

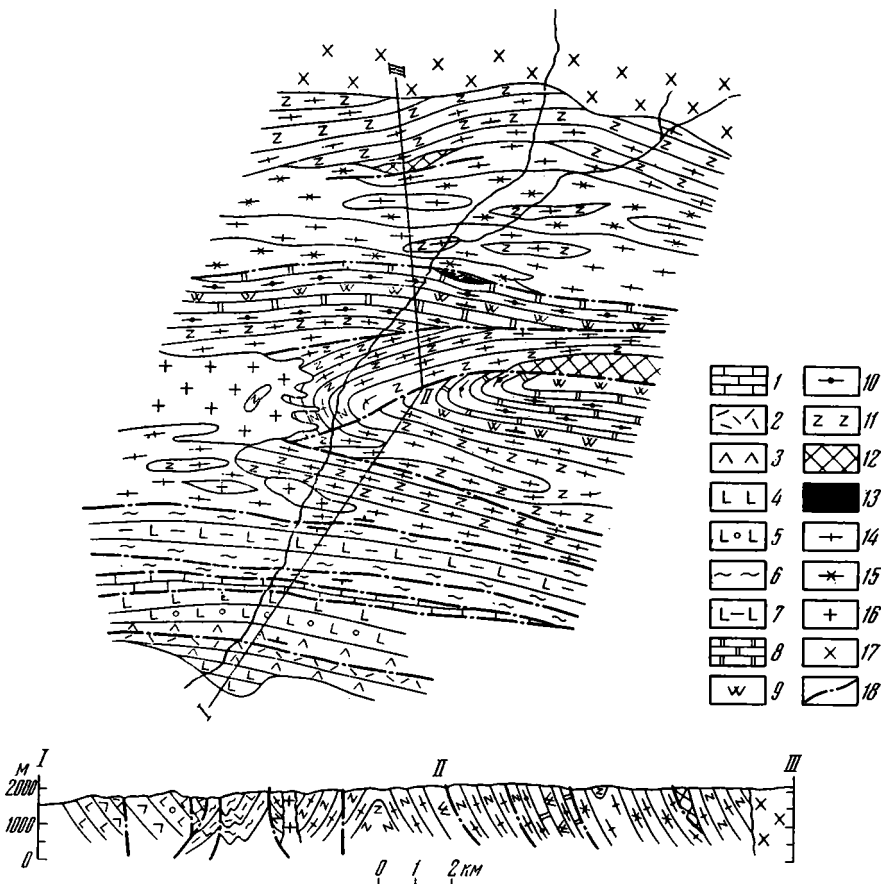


Рис. 4. Структурно-геологическая карта бассейна р. Дунд-Шаргын-Гол  
 1—5 — венд-кембрийские отложения: 1 — известняки, 2 — кварцевые порфиры и их туфы, 3 — плагиоклазовые порфиристы, 4 — диабазы и их туфы, 5 — шаровые лавы; 6—7 — нижне(?)-, среднерифейские отложения: 6 — актинолитовые, кварц-хлорит-серицитовые, кремнистые сланцы, 7 — метадиабазы; 8—11 — нижнепротерозойские (?) отложения: 8 — мраморы, 9 — кварциты, 10 — двуслюдяные сланцы и гнейсы, 11 — амфиболиты, 12 — меланократовый фундамент нерасчлененный (двупироксеновые гнейсы, габброамфиболиты горблендиты); 13 — серпентиниты; 14 — плагиомигматиты, плагиогнейсы дорифейские; 15 — гранитогнейсы дорифейские; 16—17 — интрузивные образования: 16 — розовые микроклиновые граниты раннекембрийские, 17 — габбро, тоналиты, диориты; 18 — разломы

более 1500 м; из них 300 м приходится на карбонатно-кремнистую толщу. Разрез в целом нарушен продольными разрывами взбросоадвигного типа и прорван небольшими интрузиями розовых порфировидных калиевых гранитов, сходных с гранитами Озерной зоны в хр. Дариби. Аналогичный тип разреза описан А. Б. Дергуновым [2] для восточной краевой части венд-кембрийского палеоокеана.

К северу от описанного разреза располагается линейно вытянутая полоса, строение которой хорошо сопоставляется с Хабчигин-Булакской зоной хр. Дариби. Здесь преимущественно развиты метаэффузивы, метапесчаники, актинолитовые, кварц-хлорит-серицитовые и другие «зеленые» сланцы. Вблизи тел гранитоидов метаморфизм пород повышается до эпидот-амфиболитовой субфации метаморфизма. Граница между зеленосланцевой толщей и неметаморфизованными породами Озерной зоны тектоническая. Вдоль нее отмечается сильнейшая дислоцированность пород, превращенных в бластомилониты. Ширина зоны дробления местами достигает 300 м. По простиранию в восточном направлении зеленосланцевый комплекс пород тектонически выклинивается, и уже к востоку от р. Дунд-Шаргын-Гол толща Озерной зоны непосредственно

контактирует с глубокометаморфизованными породами Гоби-Алтайского выступа докембрия. По сути здесь те же соотношения между тремя в различной степени метаморфизованными комплексами пород (тектоническими зонами), что и в хр. Дариби, с той лишь разницей, что там на поверхность выведено меланократовое основание. Зеленосланцевый комплекс после значительного перерыва вновь обнажается уже в районе аймака Гоби-Алтай. Таким образом, зеленосланцевый комплекс в южной части Западной Монголии слагает протяженные тектонические линзы с разной полнотой разреза. Его положение в современной структуре всегда строго определенное: между докембрийскими выступами в хребтах Дариби и Хасагт-Хайрхан на севере и Озерной зоной на юге. Истинную ширину зоны с зеленосланцевым разрезом, так же как и первичные соотношения ее с двумя другими зонами, в этом районе Западной Монголии установить вряд ли возможно в силу тектонической нарушенности границ между ними.

Третья к северу тектоническая зона сложена мигматизированными амфиболитами, ортогнейсами — альбитовыми и микроклиновыми, слюдяными сланцами, мраморами, чередующимися с кварцитами, в том числе железистыми. В полях плагиомигматитов присутствуют скиалиты пород меланократового комплекса. В большинстве случаев они представлены горнблендитами с реликтами пироксена; значительно реже встречаются оливин-ортопироксеновые гипербазиты и роговообманковые габброиды с такситовой текстурой. В зависимости от интенсивности проявления процессов натрового и калиевого метасоматоза устанавливаются переходы от меланократовых пород к лейкократовым с образованием специфической полосчатости, характерной для серых гнейсов. Интересно, что их состав отвечает составу диоритов и кварцевых диоритов, а полосчатое строение с реликтами пироксена в меланократовых полосах свидетельствует не о магматическом происхождении этих пород, а указывает на их возникновение в результате преобразования гипербазит-габброидного комплекса пород. Важным представляется постоянная структурная и пространственная ассоциация гипербазит-габброидного комплекса с ортоамфиболитами, толеитовый состав которых подтверждается данными петрохимического анализа. Вся совокупность этих пород слагает видимое основание разреза докембрия в хр. Дариби и Гоби-Алтайском выступе. Особенности состава меланократовых пород, отсутствие в них элементов стратификации, позволяют рассматривать их как протоофиолитовую ассоциацию, метаморфизованную в условиях амфиболитовой фации.

Верхняя часть разреза сложена мраморами, кварцитами, парагнейсами и слюдяными сланцами. Эта толща обладает всеми признаками стратифицированных образований. Залегает она на крыльях антиклиналей, осложненных продольными разрывами, или в центральных частях синклиналей (см. рис. 4).

Разрез докембрия в целом помимо интенсивно проявленных процессов плагиомигматизации и гранитизации еще и насыщен субсогласными телами гнейсовидных плагиогранитов и гранитогнейсов и прорван порфировидными калиевыми гранитами. Интенсивное проявление процессов гранитообразования в докембрии существенно изменило первичный состав как магматических, так и осадочных пород.

Таким образом, в западной части Гоби-Алтайского выступа наблюдается полное тождество докембрийского разреза с разрезом хр. Дариби, что позволяет относить эти выступы докембрия к одной тектонической зоне. Структурное единство их станет еще более очевидным, если принять во внимание, что с юга они обрамляются одними и теми же тектоническими структурами: сначала рифейской Хабчигин-Булакской зоной, а затем венд-кембрийской Озерной зоной.

Приведенный анализ геологического строения восточного окончания хр. Дариби и южных предгорий хр. Хасагт-Хайрхан позволяет наметить пути решения тех вопросов, которые поставлены в вводной части.

Прежде всего заслуживает обсуждения вопрос, на каком фундаменте заложилась и развивалась Озерная зона? В начале статьи мы отмечали противоположные мнения разных исследователей по этому вопросу. Существо дискуссии сводится к тому, включать ли докембрийские выступы в состав Озерной зоны, или они некогда слагали континентальную окраину дорифейского континента и были впоследствии шарьированы на край океанической Озерной зоны?

Новые данные о строении южного обрамления докембрийских выступов скорее свидетельствуют в пользу второго варианта, хотя и не однозначно. Выступы метаморфид докембрия отделены от Озерной зоны с разрезом типичной океанической коры Хабчигин-Булакской зоной, для которой в хр. Дариби также установлен меланократовый фундамент, перекрытый метаморфизованными эффузивами основного состава. Этот факт не позволяет включать глубоко метаморфизованные образования докембрия в состав Озерной зоны и рассматривать их в качестве фундамента последней. Соотношения между этими зонами всюду надвиговые, при этом вероятны два этапа тектонического ссучивания. Первый этап имел место в конце среднего рифея до накопления орогенных формаций дзабханской свиты. На это указывает аллохтонное налегание метаморфизованной в амфиболитовой фации толщи, вероятно, нижнего протерозоя, на рифейском зеленосланцевом комплексе Хабчигин-Булакской зоны в хр. Дариби, а также тектоническое выклинивание последней вдоль южного края Гоби-Алтайского выступа. Второй этап ссучивания произошел в конце раннего кембрия и сопровождался выведением на поверхность и надвиганием офиолитового разреза Озерной зоны на зеленосланцевый комплекс Хабчигин-Булакской зоны. В результате местами произошло полное перекрытие Хабчигин-Булакской зоны (р-н колодца Даву в хр. Дариби). Высказанные соображения о принадлежности докембрийских выступов к краю древнего континента нам представляются достаточно обоснованными. Однако в свете такого решения возникают сложности с установлением границы Озерной зоны. Дело в том, что к северу от Гоби-Алтайского выступа в высоких предгорьях хр. Хасагт-Хайрхан распространена толща, нижняя часть которой сложена основными эффузивами, в том числе с шаровой отдельностью. Кроме того, в водораздельной части хребта, к западу от горы Хасахту-Богдо-Ула, обнажается массив серпентинизированных ультраосновных пород. Вулканогенная толща и ультраосновные породы пространственно разобщены, они не составляют единого разреза и это затрудняет их тектоническую интерпретацию. Массив ультрабазитов одни исследователи считают офиолитовым аллохтоном из Озерной зоны [2], другие [7, 10] — эрозийным окном, выступающим из-под эпиконтинентальных отложений венда — кембрия. По-разному трактуются возраст и структурное положение эффузивной толщи. До недавнего времени ее относили к низам барагольской серии и сопоставляли с венд-кембрийскими вулканитами собственно Озерной зоны. В этом случае она оказывается расположенной в тылу Гоби-Алтайского выступа докембрия, и ее положение здесь можно связывать равно как с деструкцией (рифтогенезом) докембрийской континентальной коры, так и считать реликтом аллохтона Озерной зоны.

Однако в последнее время О. Томуртоого (устное сообщение) пришел к выводу о допозднерифейском возрасте этой толщи на основании налегания на нее дзабханской свиты с конгломератами в основании, содержащими продукты размыва основных эффузивов. Дзабханская свита в свою очередь перекрыта трансгрессивно залегающей терригенно-карбонатной цаганоломской свитой. Если возраст вулканогенной толщи действительно допозднерифейский, тогда ее положение между Гоби-Алтай-

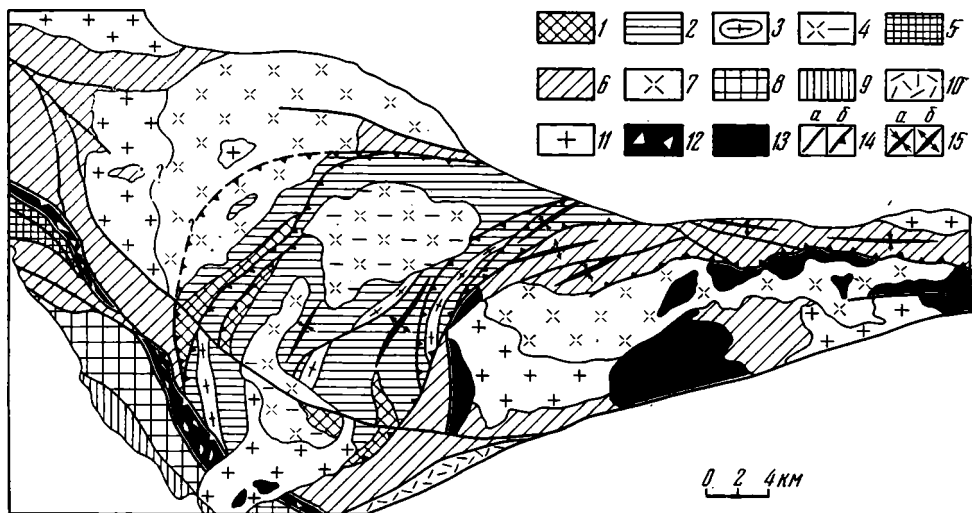


Рис. 5. Схема формирования континентальной земной коры в хр. Дариби  
*Зона гранитно-метаморфического слоя, сформировавшегося к началу рифея:* 1 — меланократовый океанический фундамент (дорифейский), 2 — комплекс пород океанической и переходной стадии, метаморфизованных в амфиболитовой фации (амфиболиты, кварциты, мраморы, гнейсы), 3 — комплексы — показатели начальной стадии становления гранитно-метаморфического слоя (плаггиомигматиты, плаггиогранито-гнейсы), 4 — комплексы — показатели зрелой стадии формирования гранитно-метаморфического слоя (габбродиорит-плаггиогранитная формация). *Зона гранитно-метаморфического слоя, сформировавшегося к венду—кембрию:* 5 — меланократовый океанический фундамент (рифейский), 6 — комплексы пород океанической и переходной стадий, метаморфизованные в фации зеленых сланцев (метабазальты, актинолитовые, кварц-хлорит-серпичитовые сланцы, известняки), 7 — комплексы-показатели зрелой стадии формирования гранитно-метаморфического слоя (диорит-гранодиоритовая формация). *Зона гранитно-метаморфического слоя, сформировавшегося к девону:* 8 — меланократовый океанический фундамент (венд-кембрийский), 9 — комплекс пород океанической стадии (диабазы), 10 — комплекс — показатель зрелой континентальной коры (вулканогенно-терригенная формация девона — карбона), 11 — то же (аллохтонные калиевые граниты); 12 — серпентинитовый меланж, 13 — протрузии серпентинитов, 14 — главнейшие разломы (а — сбросо-сдвиги, б — надвиги), 15 — оси главных структур (а — синклинали, б — антиклинальные)

ским выступом и собственно докембрийской Дзабханской зоной логично связывать с проявлением рифтинга, имея при этом в виду последовательное его омоложение в западном направлении в сторону Озерной зоны.

Такой перескок зон рифтогенеза в южной части Западной Монголии может служить наглядным подтверждением общей закономерности образования рифтогенных структур, что хорошо показано В. Е. Хаиным [12] для территории Евразии. Однако, как нам представляется, рифтогенез происходит на фоне поступательного процесса становления континентальной коры за счет преобразования коры океанического типа. Проведенное нами изучение строения разрезов в трех разновозрастных складчатых зонах в южной части Западной Монголии выявило широкое распространение пород офиолитовой ассоциации, слагающих основание разрезов. Породы ассоциации испытали метаморфизм и гранитизацию в разной степени. Так, ультрабазиты Озерной зоны представлены хризотил-баститовыми серпентинитами, а толеитовые базальты — слабоамфиболитизированными диабазами. В рифейской Хабчигин-Булакской зоне те же породы испытали зеленосланцевый метаморфизм. Ультрабазиты превращены в антигоритовые, тальк-антигорит-актинолитовые, актинолит-тремолит-хлоритовые сланцы с реликтами серпентина. Основные эффузивы узнаются только по реликтовым структурам, и вблизи интрузий гранитоидов переходят в амфиболовые роговики и эпидот-амфиболитовые породы. В докембрийских выступах скиалиты пород офиолитовой ассоциации сохранялись среди полей плаггиомигматитов, плаггиогранито-гнейсов и микроклиновых гнейсов. Они представлены двупироксеновыми

гранулитами, эклогитоподобными породами, основными гнейсами, габброамфиболитами, амфиболитами, горнблендитами. Здесь особо следует подчеркнуть значение горнблендитов, как породы — показателя принадлежности всего меланократового комплекса к протоофиолитовой ассоциации. Они содержат реликты пироксена и нередко переходят в пироксениты. Последние ассоциируют с гарцбургитами.

Верхняя часть разрезов сложена типичными эвгеосинклинальными формациями. Во всех зонах, кроме базитов и метабазитов, широко представлена кремнисто-карбонатная формация, характерная для переходной стадии геосинклинального процесса. Таким образом, есть много данных, позволяющих считать, что фундамент венд-кембрийской, ранне(?)-, среднерифейской и раннепротерозойской геосинклиналей слагали породы ультрабазит-габброидного комплекса (океанический тип коры). Такое же строение имеют все другие выступы докембрия в Западной Монголии. Вероятно, уже в раннем протерозое в описываемом районе и на территории всей Дзабханской зоны существовал океанический бассейн, разные части которого в неодинаковое время были вовлечены в геосинклинальный процесс, чем и обусловлены латеральная неоднородность и разновозрастность континентальной коры (рис. 5). Такой вывод подтверждается разным временем и интенсивностью проявления процессов метаморфизма и гранитообразования (см. рис. 2, правая часть колонок).

Становление континентальной коры происходило длительно. Начало этого процесса связано с проявлением натрового метасоматоза — плагиогранитизацией пород офиолитовой ассоциации, а также базальтовой и кремнисто-карбонатной формацией. Во времени плагиогранитизация сменяется собственно гранитизацией. Неравномерное развитие этих процессов обуславливает сосуществование меланократовой матрицы и вновь возникающих разновидностей пород уже сиалического профиля коры. Нарастание явлений гранитизации приведет к анатексису и внедрению аллохтонных гранитоидов. Таким путем возникают «острова» континентальной коры, которые в дальнейшем наращиваются за счет причленения новых участков с более молодой континентальной корой, т. е. происходит последовательное «зарастание» океанического ложа корой континентального типа. Такая последовательность становления континентальной коры имела место в Западной Монголии.

#### Литература

1. Геология Монгольской Народной Республики. Т. I. Стратиграфия. М.: Недра, 1973.
2. Держунов А. Б. Строение каледонид и развитие земной коры в Западной Монголии и Алтае-Саянской области.— В кн.: Проблемы тектоники земной коры. М.: Наука, 1981, с. 183—193.
3. Держунов А. Б., Хераскова Т. Н. О составе вулканитов ранней стадии развития каледонид Центральной Азии (Центр. Казахстан, Алтае-Саянская область, Западная Монголия).— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1981, т. 56, вып. 5, с. 35—53.
4. Докембрийские диспоровые бокситы Монголии. Новосибирск: Наука, 1981.
5. Зоненшайн Л. П. Учение о геосинклиналях и его приложение к Центрально-Азиатскому складчатому поясу.— Тр. НИЛ «Зарубежгеология», вып. 26. М.: Недра, 1972.
6. Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И. Хан-Тайширский офиолитовый комплекс Западной Монголии и проблема офиолитов.— Геотектоника, 1978, № 1, с. 19—42.
7. Зоненшайн Л. П., Томуртогоо О. Офиолиты и основные закономерности формирования земной коры Монголии.— В кн.: Геология и магматизм Монголии. М.: Наука, 1979, с. 135—144.
8. Митрофанов Ф. П., Козаков И. К., Палей И. П. Докембрий Западной Монголии и Южной Тувы. М.: Наука, 1981. 154 с.
9. Моссаковский А. А., Держунов А. Б. Каледониды Казахстана и Центральной Азии (тектоническая структура, история развития и палеотектонические обстановки).— Геотектоника, 1983, № 2, с. 16—33.
10. Палей И. П. Соотношение докембрийских метаморфических толщ Монголии с каледонскими офиолитами.— Геотектоника, 1979, № 4, с. 45—51.
11. Тектоника МНР. М.: Наука, 1974. 277 с.
12. Хаин В. Е. Об одной важнейшей закономерности развития межконтинентальных геосинклинальных поясов Евразии.— Геотектоника, 1984, № 1, с. 13—23.
13. Dop V., Dumicz M. Budowa geologiczna poludniowej cressci obszaru gorskiego Chasagtu-Chairchan-ula w Zachodniej Mongolii.— Roczniki Pol. tow. Geol. Krakow, 1964, t. 34, p. 589—596.

УДК 551.242.22(269)

ШЕМЕНДА А. И., ГРОХОЛЬСКИЙ А. Л.

## ГЕОДИНАМИКА ЮЖНО-АНТИЛЬСКОГО РЕГИОНА

Анализ геодинамических условий процессов субдукции литосферы под Южно-Сандвичеву дугу и спрединга в ее тылу, а также аномалий гравитационного поля показал, что под Южно-Антильской котловиной существует, по-видимому, астеносферный поток в восточном направлении. Этот поток движется между «литосферными корнями» континентальных блоков, формирующих южный и северный хребты Скотия. Исходя из предположения, что такой поток существовал и раньше (~30 млн. лет назад), предлагается модель развития Южно-Антильской котловины, согласующаяся с имеющимися геолого-геофизическими данными. Приводятся палеогеодинамические реконструкции региона за последние 20 млн. лет. Объясняются некоторые особенности начальной стадии раскрытия восточной части моря Скотия.

Переходная зона между континентальными окраинами Южной Америки и Антарктиды, включающая Южно-Антильскую котловину, относится к числу наиболее сложных районов с точки зрения механизма ее образования, эволюции и строения. При первом взгляде на карту создается впечатление, что Южно-Антильская котловина, а также ограничивающие ее с юга и севера хребты Скотия и Южно-Антильская (Южно-Сандвичева) дуга образовались при прорыве некогда единых Южной Америки и Антарктического полуострова в восточном направлении, в сторону Атлантического океана. Такая точка зрения подкрепляется геологическими данными, свидетельствующими о том, что северный и южный хребты Скотия действительно сформированы из «осколков» соответственно Андийской окраины Южной Америки и Кордильер западной Антарктиды [13, 14, 19, 22, 24, 29]. Поэтому основные усилия большинства исследователей рассматриваемого района, начиная с Д. Метьюза [34] и Д. Хокса [29], так или иначе были направлены на построение эволюционной цепочки развития континентальных окраин Южной Америки и Антарктиды (Антарктического полуострова) с момента их разрыва, по-видимому, в позднем мелу [22] до настоящего времени. Эта задача оказалась весьма сложной. До сих пор не удалось построить непротиворечивую схему, логически увязывающую всю совокупность фактических данных.

Что касается последнего этапа развития Южно-Антильской котловины, то здесь ситуация существенно прояснилась лишь недавно, когда было установлено [20, 30], что дно котловины между о-вом Южная Георгия и Южно-Оркнейскими островами представляет собой океаническую кору, образованную в рифтовом хребте широтного простирания, действовавшем в центральной части моря Скотия, начиная с олигоцена. В связи с этими (в основном палеомагнитными) данными отпала необходимость поиска объяснений происхождения погруженного континентального блока, находящегося, как предполагалось [19, 24], в центральной части моря Скотия. Стало ясно, что вся (или почти вся) Южно-Антильская котловина подстилается океанической корой, образованной за последние 27—30 млн. лет в нескольких хребтах, среди которых один — в тылу Южно-Сандвичевой дуги является активным и сейчас [20]. Неясным, однако, остается механизм развития района моря Скотия в этот период, т. е., какие процессы и силы привели к его формированию — расширению в меридиональном и восточном направлениях. Ниже предлагается модель, дающая возможное объяснение эволюции Южно-Антильской котловины и ее границ.

## ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЙОНА ЮЖНО-АНТИЛЬСКОЙ КОТЛОВИНЫ

На рис. 1 приведена схема, иллюстрирующая обстановку в рассматриваемом районе, как она представляется по современным данным. Из этой схемы видно, что в граничной зоне между Южной Америкой и Антарктидой взаимодействуют четыре основные плиты: Южно-Американская, Антарктическая, Сандвичева и плита Скотия. Плита Скотия является как бы частью Южно-Американской плиты, сдвигающейся по трансформному разлому относительно Антарктиды вдоль южного хребта Скотия, к которому приурочена мелкофокусная сейсмичность [25]. Вдоль северной границы плиты Скотия также имеют место смещения, на что указывают очаги (и их механизмы) происходящих здесь землетрясений. Однако сейсмичность на северной границе заметно ниже, чем на южной [25]. Суммарная скорость сдвига по обеим границам составляет около 2 см/год [2, 36]. Исходя из этого, скорость сдвига вдоль разлома Шеклтон должна быть еще ниже. Низкие скорости относительного перемещения характерны и для микроплит западнее разлома Шеклтон. Здесь, в районе Южных Шетландских островов в кайнозое происходил подвиг литосферы, образующейся в рифтовом хребте в западной части моря Скотия и пролива Дрейка, активность которого резко уменьшилась (или прекратилась полностью) около 5 млн. лет назад [20]. В тылу южных Шетландских островов расположена глубоководная впадина Брансфилд, к которой приурочена слабая сейсмическая активность, указывающая на существующую здесь обстановку растяжения [25]. Полагают [25, 27], что впадина Брансфилд представляет собой эмбриональный активный задуговой бассейн, хотя, как отмечалось, зона поддвига под Южными Шетландскими островами уже не является активной.

На фоне медленных относительных перемещений рассмотренных плит и микроплит резко выделяется быстрое, со скоростью около 7—8 см/год [20], движение Сандвичевой микроплиты на восток (см. рис. 1), где под нее поддвигается участок Южно-Американской плиты также с высокой относительной скоростью — 8—9 см/год. Получается так, что

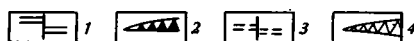
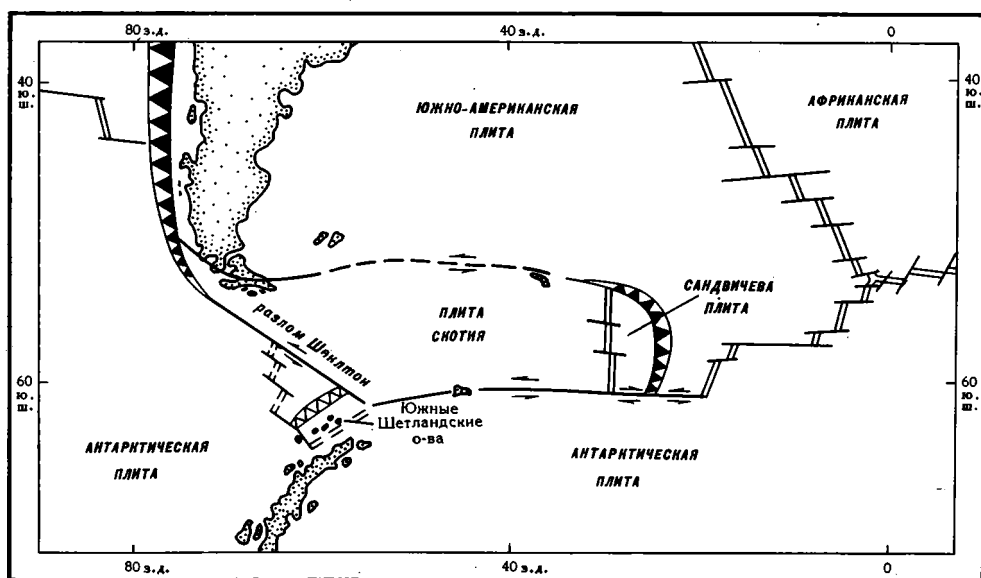


Рис. 1. Схема расположения границ плит и смещений вдоль них между континентальными окраинами Южной Америки и Антарктиды (в соответствии с [20, 25])  
 1 — рифтовые зоны; 2 — затухающие (затухшие) или зарождающиеся рифтовые зоны;  
 3 — зоны субдукции литосферы; 4 — затухающие (затухшие) или зарождающиеся зоны поддвига



маленькая Сандвичева плита, находясь в окружении практически неподвижных относительно друг друга плит (Южно-Американской и Скотия), с большой скоростью движется в сторону Атлантического океана, подминая под себя встречные участки Южно-Американской плиты и формируя в тылу дуги активный окраинный бассейн. Это одно из наиболее трудных для объяснения обстоятельств является, по-видимому, ключевым в понимании геодинамики всей области Южно-Антильской котловины. Рассмотрим его более подробно.

### ВОЗМОЖНЫЙ МЕХАНИЗМ РАСКРЫТИЯ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ МОРЯ СКОТИЯ

Процесс раскрытия моря в тылу Южно-Сандвичевой дуги рассматривается большинством авторов как типичный задуговой спрединг [20, 21, 25]. В то же время следует отметить, что условия, в которых он развивается, не совсем типичны. Действительно, для того чтобы задуговой спрединг был возможен, необходимо существование в литосфере в тылу дуги растягивающих напряжений. Относительно происхождения этих напряжений допускаются две возможности. Во-первых, растягивающие напряжения могут генерироваться на границе литосфера — астеносфера непосредственно под участком напозлающей плиты, где происходит спрединг [18, 31, 35]. Во-вторых, растяжение в тылу дуги может быть следствием действия сил, стремящихся разъединить пододвигаемую и напозлающую плиты, при котором в растянутом состоянии будет не только относительно узкий участок литосферы под активным окраинным морем, но и вся напозлающая, а в некоторых случаях и пододвигаемая плита [15, 37, 42]. Как показывают оценки [1], основанные на энергетических соображениях, первый механизм, по-видимому, не может привести к разрыву литосферы в тылу дуги и, следовательно, к зарождению окраинного моря.

В связи со вторым механизмом возникает вопрос, как сила, стремящаяся отделить надвигаемую и пододвигаемую литосферу, может привести не к отделению плит, а к растяжению в тылу дуги. Специальные исследования [15, 16] показали, что это происходит, по-видимому, благодаря эффекту «гидростатического присоса» плит. Его суть состоит в следующем. При отсутствии внешних (тектонических) сил литосфера находится в состоянии гидростатического равновесия, характеризующегося тем, что нормальные напряжения в любой точке литосферы (при условии ее несжимаемости) во всех направлениях одинаковы и равны весу вышележащего столба плиты с единичным основанием. Когда в силу каких-либо причин пододвигающаяся плита стремится отойти от напозлающей литосферы, давление на каждом горизонтальном уровне в контактной зоне плит уменьшается и становится меньше гидростатического. В результате, учитывая малую вязкость астеносферы (низкие касательные напряжения на подошве плиты), вся напозлающая литосфера выводится из состояния гидростатического равновесия и испытывает удлинение в горизонтальном направлении. Ее напряженное состояние характеризуется пониженным горизонтальным и прежним (сильным) вертикальным сжатием, определяющимся весом вышележащих пород. Когда разность нормальных напряжений в вертикальном и горизонтальном направлениях превысит по абсолютной величине предел текучести литосферы, то начнется ее пластическое течение (растяжение) в горизонтальном направлении. Если в напозлающей плите имеются ослабленные участки, связанные, например, с вулканической деятельностью островных дуг (находящихся на этой плите) или с подплавлением литосферы в тылу дуги благодаря вторичной конвекции [6, 18, 35], то пластическое растяжение и последующий разрыв литосферы произойдут на одном из них. При этом взаимодействующие в зоне поддвига плиты не потеряют контакта и по-прежнему будут прижаты («присосаны») друг к другу [15, 16].

Исходя из этого становится понятным, что причиной растяжения в тылу дуг может служить погружение под них достаточно тяжелой (древней) океанической литосферы под действием собственного веса [37, 42]. Тяжелая поддвигаемая литосфера оказывает относительно слабое давление (меньше гидростатического) на напозлающую плиту и стремится отойти от нее, увлекая (вследствие «присоса») за собой в сторону океана островную дугу и приводя к раскрытию окраинного бассейна. Такой процесс моделировался экспериментально с соблюдением критериев подобия [15] и, по-видимому, имеет место во многих зонах поддвига [15, 37].

В соответствии с этой моделью растяжение в тылу дуги должно смениться сжатием при подходе к зоне подвига легкой, нагретой литосферы, т. е. как только нарушится условие  $\rho_l > \rho_a$  ( $\rho_l$ ;  $\rho_a$  — средние плотности литосферы и астеносферы). И действительно, в Андийской окраине Южной Америки и Алеутской дуге, где поддвигается относительно молодая и, следовательно, более легкая, с  $\rho_l < \rho_a$  [37], литосфера в тылу зоны субдукции существует значительное сжатие [42]. При этом наблюдается следующая тенденция: чем моложе возраст поддвигаемой литосферы, тем более пологим падением характеризуется зона Беньофа [41]. В Андийской зоне субдукции в районе Перу, где поддвигается плита с возрастом около 40 млн. лет, промежуточный по глубине участок зоны Беньофа занимает практически горизонтальное положение [39]. Под Южно-Антильскими островами также поддвигается молодая литосфера (на южном участке этой зоны возраст плиты ~25 млн. лет [25]). Однако, как отмечалось, здесь в тылу дуги развивается активный спрединг, а зона Беньофа на протяжении всей дуги, начиная с глубин 30 км и ниже, занимает почти вертикальное положение [26]. В этом и состоит нетипичность условий происходящего в тылу Южно-Сандвичевой зоны поддвига спрединга. Очевидно, что в данном случае растяжение задугового бассейна должно вызываться действием каких-то других факторов.

Создается впечатление, что под западной частью Южной Америки и южнее, под Южно-Антильской котловиной, существует мантийный (астеносферный) поток в восточном направлении, приводящий к наблюдаемому выполаживанию зоны Беньофа под Андами и к ее загибу под Южно-Антильскими островами, так что она занимает здесь значительно более крутопадающее положение. Аналогично можно предположить, что мантия неподвижна, а литосфера движется относительно нее на запад. Такое движение вызывает сильное давление на лобовую поверхность погруженного в мантию под Южно-Сандвичевыми островами фрагмента Южно-Американской плиты, что должно приводить к удалению этой плиты, а вместе с ней и «присосанной» к поддвигаемой литосфере островной дуги (Сандвичевой плиты) от плиты Скотия. Поэтому представляется вполне реальным предположение Г. Чейса [21] о том, что спрединг в тылу Южно-Сандвичевой дуги связан с «абсолютным» движением плиты Скотия на запад. Выполненный им расчет мгновенной кинематики ансамбля литосферных плит по отношению к системе горячих точек неподвижной (по предположению) относительно мантии показал, что плита Скотия так же, как и Южная Америка, движется в западном направлении со скоростью 1—2 см/год, отъезжая от закоренной (малоподвижной по отношению к мантии) зоны поддвига. Однако скорость относительного движения плит Скотия и Сандвичевой в действительности значительно выше и равна ~8 см/год. Следовательно, «абсолютного» движения плиты Скотия недостаточно для объяснения наблюдаемой картины. Необходимо дополнительно предположить существование относительно быстрого (со скоростью около 10 см/год) астеносферного потока под Южно-Антильской котловиной, направленного на восток и увлекающего с собой Южно-Сандвичеву зону поддвига (аналогичное предположение сделано в работе [42]). В этом случае естественно встает вопрос о происхождении такого потока.

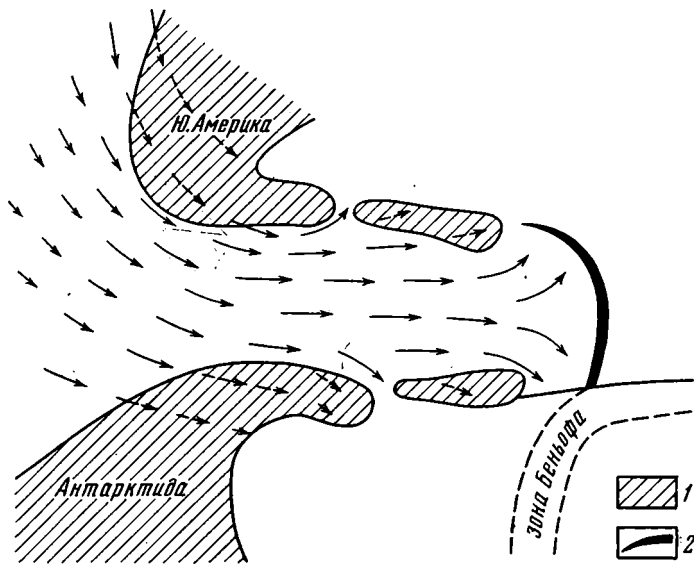


Рис. 2. Схема течений в астеносфере при обтекании ею Южной Америки  
1 — континентальная литосфера; 2 — Южно-Сандвичев желоб

При рассмотрении этого вопроса можно исходить из различных предпосылок. Можно построить, например, следующую схему течений астеносферного слоя, соответствующую в основных чертах глобальной модели, предложенной в работе [17]. Будем считать, что океаническая и континентальная литосфера движется относительно более «медленной» очень вязкой мезосферы, кровля которой находится на глубине 250—300 км. Между литосферой и мезосферой находится маловязкая астеносфера. Под континентами в силу большой мощности здесь литосферы толщина астеносферы очень маленькая или вовсе равна нулю [5]. В рамках такой постановки перемещение континентов должно приводить к вытеснению астеносферы, зажатой между океанической литосферой и мезосферой и ее перетеканию по краям континентов (и в незначительной степени под ними) в соответствии с законами гидродинамики. В случае движения Южной Америки на запад (а именно такое направление Южной Америки относительно мантии со скоростью около 2 см/год предполагается многими авторами [2, 21, 36]) астеносфера должна выжиматься из зоны повышенного давления под фронтальными участками континента в западной части, стремясь обтечь его и проникнуть в зону пониженного давления позади материка. Такое перетекание астеносферы может происходить через прилегающие континенты, «окно» в континентальной литосфере, каким является Южно-Антильская котловина, и частично под материком. Учитывая узость пролива Дрейка, можно ожидать, что скорость протекания (точнее, выжимания) под ним вещества астеносферы будет существенно выше скорости движения Южной Америки (рис. 2). Под плитой Скотия ускоренный астеносферный поток будет двигаться между вертикальными бортами, образованными мощными континентальными блоками на северном и южном хребтах Скотия, достигая подошвы под Южно-Антильскую дугу фрагмента Южно-Американской плиты и оказывая на него давление.

Другой подход к объяснению происхождения мантийного потока под Южно-Антильской котловиной может быть основан на представлении об астеносферных течениях в рамках глобальной конвекции в мантии Земли [7, 9]. В соответствии с этими представлениями в районе Восточно-Тихоокеанского поднятия существует восходящий мантийный поток, который в астеносферном слое распространяется в разных направлениях, в том числе в сторону Южной Америки. Этот поток, обтекая кон-

тинентальную литосферу, так же как и в первом случае, должен проникать через «окно» под проливом Дрейка в Атлантику.

Следует отметить, что независимо от того, существует под ВТП восходящий мантийный поток или нет, образующая здесь литосфера движется навстречу Южной Америке и пододвигается под нее. Уже само по себе это движение должно наводить астеносферное течение (течение Куэтта) в сторону Южной Америки со скоростью порядка скорости поддвига.

Таким образом, источники астеносферных течений в районе континентальных окраин Южной Америки и Антарктиды являются физически вполне понятными, хотя построение достаточно обоснованной количественной модели этих течений крайне затруднено из-за неопределенности граничных условий в задаче о динамике астеносферного слоя, вытекающей из отсутствия достоверных данных о структуре конвекции в мантии Земли. В то же время имеющиеся оценки [4, 9] показывают, что скорость  $\sim 10$  см/год, вытекающая из анализа геодинамики в Южно-Сандвичевой дуге и ее тылу, является характерной для астеносферы.

Итак, мы принимаем, что под Южно-Антильской котловиной существует астеносферный поток в восточном направлении со средней скоростью  $V_{cp} = 10$  см/год, движущийся между кровлей мезосферы, подошвой океанической литосферы и литосферными корнями континентальных блоков под северным и южным хребтами Скотия. Размеры канала приблизительно равны (в км): ширина  $l = 600$ , высота  $d = 250$ , длина  $L = 3000$ . Этот поток движется благодаря существованию перепада давления  $\Delta P$  между крайними сечениями канала — под проливом Дрейка и за зоной Беньофа под Южно-Сандвичевой дугой (т. е. вне канала).  $\Delta P$  легко оценить, пользуясь известными решениями задач гидродинамики [8]:

$$\frac{12V_{cp}\eta L}{d^2} < \Delta P < \frac{32V_{cp}\eta L}{d^2}, \quad (1)$$

где  $\eta$  — вязкость астеносферы. В этом неравенстве слева стоит выражение для перепада давления в случае течения вязкой жидкости между двумя параллельными пластинами, расстояние между которыми  $d$ , а справа для течения по трубе диаметром  $d$ . Подставляя в (1) значения параметров  $V_{cp} = 10$  см/год,  $L = 3 \cdot 10^8$  см,  $d = 2,5 \cdot 10^7$  см,  $\eta = 3 \cdot 10^{19}$  пз, получим:  $5,5 \cdot 10^7$  дин/см<sup>2</sup>  $< \Delta P < 1,5 \cdot 10^8$  дин/см<sup>2</sup>. Поэтому в качестве оценки для  $\Delta P$  можно считать величину  $\Delta P = 10^8$  дин/см<sup>2</sup>. Существование такого перепада давления в астеносфере в действительности должно иметь отражение в рельефе и гравитационном поле рассматриваемого района. В частности, Южно-Антильская котловина должна характеризоваться повышенными гравитационными аномалиями  $\Delta g$  в редуции свободного воздуха (при условии, что в данном районе нет других источников регионального нарушения изостазии). При этом максимум аномалий следует ожидать над начальными участками астеносферного канала в районе пролива Дрейка. Воспользуемся для оценки  $\Delta g$  формулой  $\Delta g = 2\pi h \rho G$ , выражающей гравитационный эффект плоскопараллельного слоя толщиной  $h$  с плотностью  $\rho$  ( $G = 6,67 \cdot 10^{-8}$  см<sup>3</sup>/г·с<sup>2</sup>) [12]. Толщина  $h$  определяется из соотношения  $h = P/\rho g$ , где  $P$  избыточное давление в астеносфере, приподнимающее литосферу на высоту  $h$ ,  $g$  — ускорение

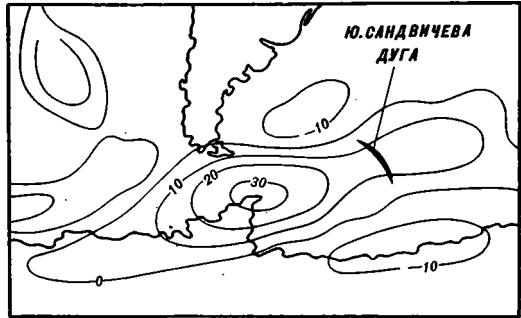


Рис. 3. Гравитационные аномалии в редуции свободного воздуха, образуемые гармониками 6-го порядка и выше над Южно-Антильской котловиной и прилегающими районами (взято из [11])

свободного падения. Значение  $P$  известно лишь с точностью до аддитивной постоянной. Поэтому мы не можем определить абсолютные значения  $\Delta g$ , а только разность  $\Delta g_0$  гравитационных аномалий в начале и конце (или вне) канала:  $\Delta g_0 = 2\pi G \Delta P / g = 40$  мгал. Фрагмент карты региональных аномалий Фая, показанный на рис. 3, можно рассматривать как подтверждение этого результата. На рисунке видно, что в районе пролива Дрейка  $\Delta g_1$  достигает значений  $+30$  мгал, уменьшаясь в восточном направлении вдоль моря Скотия, а вне канала, в районе Аргентинской котловины и моря Уэдделла,  $\Delta g_2 = -10$  мгал.

Следует отметить, что полученное количественное совпадение значения  $\Delta g_0$ , вычисленного теоретически и наблюдаемого в действительности, является условным, т. к. теоретическое значение  $\Delta g_0$  зависит от многих неуверенно-определяемых параметров мантии и в первую очередь от вязкости  $\eta$ . Проведенные оценки показывают лишь, что наблюдаемые количественные особенности аномального гравитационного поля над Южно-Антильской котловиной вполне могут быть объяснены в рамках предлагаемой модели при использовании «разумных» значений параметров верхней мантии.

### МОДЕЛЬ РАЗВИТИЯ РАЙОНА ЮЖНО-АНТИЛЬСКОЙ КОТЛОВИНЫ

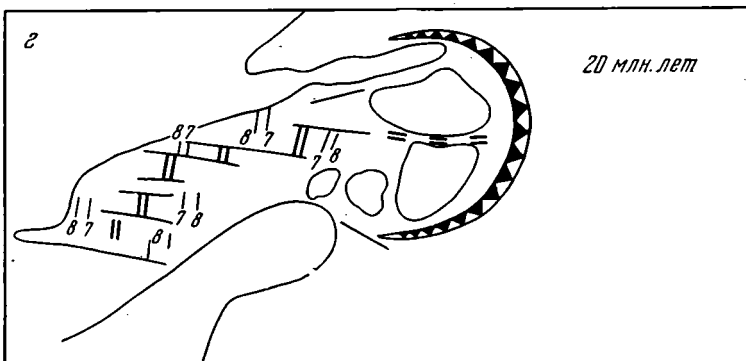
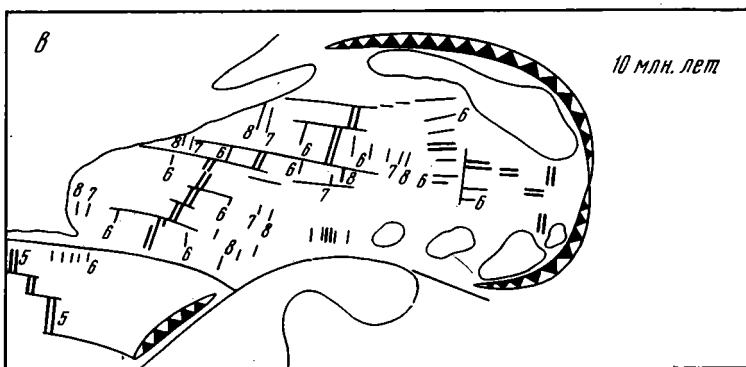
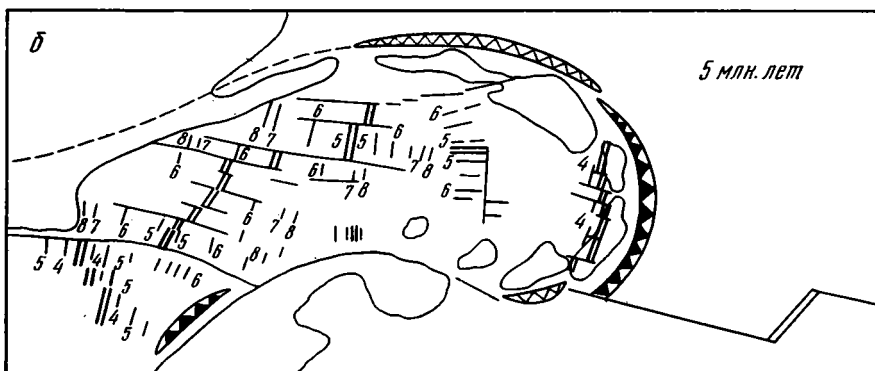
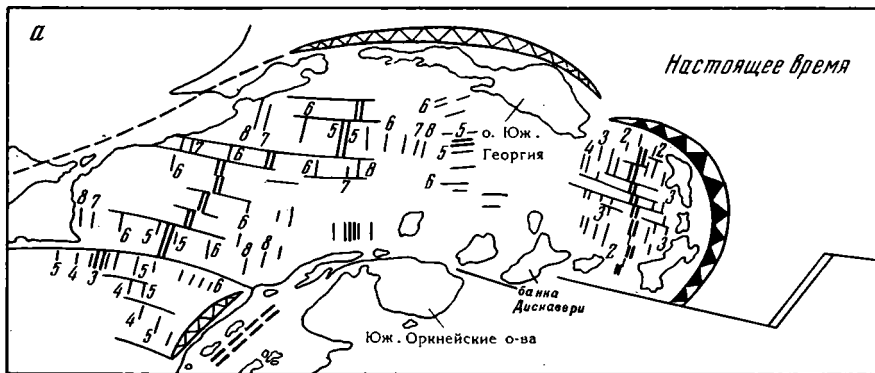
Попытаемся теперь с учетом развитых здесь представлений проследить эволюцию Южно-Антильской зоны с момента ее зарождения 30 млн. лет назад [20] до настоящего времени (рис. 4). Раскрытие пролива Дрейка происходило, как представляется, в результате общего удаления и относительного сдвига Южной Америки и Антарктического полуострова. В этом процессе важную роль могло играть и повышенное давление астеносферы с западной стороны зоны сочленения континентов, нагнетаемое астеносферными течениями. После отделения Южной Америки и Антарктического полуострова зона повышенного давления в астеносфере распространяется на восток в «коридор» между образовавшимися при таком отделении континентальными осколками (рис. 4, *з*), стремясь раздвинуть их в разные стороны. Величина этого давления, точнее, разности давления в «коридоре» и вне его, в настоящее время, как показали оценки, составляет около  $\Delta P = 10^8$  дин/см<sup>2</sup>. Следовательно, сжимающие напряжения, действующие в участках литосферы Атлантического океана, окружающих Южно-Антильскую котловину, достигают значений:  $\sigma = \Delta P H_a / H_i = 5 \cdot 10^8$  дин/см<sup>2</sup> ( $H_a = 250$  км;  $H_i = 60$  км — толщины континентальной и океанической литосферы), что близко к имеющимся оценкам предела текучести плиты [6, 10]. На начальных стадиях развития котловины разность давления астеносферы под ней и вне ее должна была быть заметно выше  $\Delta P$ , поскольку тогда дренаж астеносферы из зоны повышенного давления под морем Скотия в зону пониженного давления под Южной Атлантикой должен был быть значительно ниже. Этого давления было достаточно, чтобы заставить континентальные блоки, окружающие формирующуюся Южно-Антильскую котловину, раздвигаться в разные стороны, подминая под себя прилегающие участки плит Южной Америки и Антарктиды (рис. 4, *з*). Такой процесс расширения Южно-Антильской котловины, сопровождающийся компенсирующей его субдукцией окружающей океанической литосферы, продолжался в течение приблизительно 20 млн. лет (рис. 4, *б*, *в*). При этом «непроницаемость» для астеносферы северного и южного бортов астеносферного коридора под котловиной дополнительно поддерживалась поддвинутыми здесь литосферными плитами.

По мере раздвижения крайних с востока крупных континентальных платформ — о-ва Южная Георгия, Южно-Оркнейских островов и банки Дискавери (рис. 4) давление в астеносфере под морем Скотия в результате увеличения ее дренажа под Южную Атлантику должно падать и довольно сильно (см. выражение (1)). Одновременно будет возрастать расход астеносферы через «коридор». В результате наступит момент, когда расширение котловины по прежнему механизму будет невозмож-

но. Именно тогда прекратится и поддвиг Южно-Американской и Антарктической плит под Северный и Южный хребты Скотия. В этот же период резко активизируется поддвиг на восточной границе котловины (рис. 4, а, б). Это будет происходить за счет того, что пододвинутый в мантию на этой границе фрагмент Южно-Американской плиты после раскрытия центральной части моря Скотия окажется под давлением быстро, со скоростью около 10 см/год, астеносферного потока. Воздействие этого потока будет приводить к гибели пододвинутой плиты так, что если бы она была закреплена у желоба, то зона Беньофа приняла бы здесь наклон в сторону Атлантического океана. Однако наползающая литосфера на восточной границе котловины образовалась как раз перед началом здесь рассматриваемой стадии поддвига (рис. 4) и, следовательно, в то время была очень тонкой. Поэтому увлекаемая астеносферным потоком погруженная в мантию плита могла легко оторвать «присосанные» к ней фронтальные участки наползающей литосферы и привести к раскрытию моря в тылу зоны поддвига. Роль наползающей плиты в таком процессе фактически играет движущийся астеносферный слой, относительно которого новая островная дуга остается практически неподвижной.

Посмотрим теперь, как согласуется нарисованная картина с другими геолого-геофизическими данными. Прежде всего требует подтверждения вытекающее из модели (рис. 4) следствие о том, что расширение Южно-Антильской котловины сопровождается поддвигом на ее южной и северной границах. Рассмотрим вначале южный хребет Скотия. Драгирование в восточной части этого хребта показало [20], что в его составе значительное место занимают «свежие» толентовые базальты. Геохимически эти базальты практически неотличимы от пород, слагающих Южно-Сандвичеву дугу, и соответствуют относительно ранним стадиям внутриокеанического островодужного вулканизма (поддвига) [20]. Эти и некоторые другие данные привели П. Баркера и И. Хилла [20] к выводу о существовании в восточной части южного хребта Скотия поддвига литосферы Атлантического океана в северном направлении. Датировка драгированных пород показала, что поддвиг мог происходить здесь приблизительно в диапазоне 20—12 млн. лет назад [30], т. е. его окончание как раз предшествовало активизации поддвига под Южно-Сандвичеву дугу (рис. 4). П. Баркер и И. Хилл [20] предположили, что спрединг в центральной части моря Скотия вдоль оси западно-восточного простираения (см. рис. 4) вызван отмеченной совозрастной субдукцией под восточной частью южного хребта Скотия, т. е. является задуговым. В соответствии с моделью, предлагаемой в данной работе, наоборот, поддвиг является следствием распора (расширения) Южно-Антильской котловины и поэтому южный (так же, как и северный) хребет Скотия должен находиться в состоянии сжатия (а не растяжения) с момента образования котловины. Такое же по направлению сжатие, но меньшее по величине, должно действовать в районе хребтов и в настоящее время. Возможно, что существование значительных по амплитуде (свыше +100 мгал) аномалий Фая над южным хребтом [3] — отражение такого сжатия.

Аналогичная ситуация имеет место и в районе северного хребта Скотия. К нему приурочены аномалии Фая, достигающие местами +150 мгал. С севера хребет окаймлен желобом, заполненным в среднем четырехкилометровой толщей осадков, к которому приурочены отрицательные гравитационные аномалии величиной до —150 мгал [38]. Детальное сейсмическое зондирование северного склона хребта и Фолклендской впадины показало [33], что северная часть хребта представляет собой фронт аккреционной призмы, сформировавшейся в результате субдукции Южно-Американской плиты под Южно-Антильскую котловину. В работе [33] по сейсмическим данным здесь выделена горизонтальная поверхность в осадочном чехле, выше которой происходит сдирание осадков, а ниже осадочные слои изгибаются и уходят под северный хребет Скотия. По данным этой работы, очень медленный



затухающий подвиг продолжается здесь и в настоящее время, приводя к столкновению хребта с Фолклендским плато.

С предложенной схемой согласуется еще одно, на первый взгляд парадоксальное, обстоятельство. Палеомагнитные данные показывают [20], что Южно-Сандвичева дуга (или по крайней мере некоторые из ее островов) заложилась на океанической коре возрастом 7—8 млн. лет, образовавшейся в процессе продолжающегося в настоящее время задугового спрединга. При этом возраст изверженных здесь пород, по-видимому, не превышает 4 млн. лет [20]. В связи с этим непонятно, как вулканические острова, образующиеся в процессе поддвига, могли заложиться на коре окраинного моря, являющегося вторичным по отношению к процессу поддвига и сопровождающего его вулканизма, существовавшего на восточной границе Южно-Антильской котловины как минимум с миоцена (см. рис. 4), тем более, что, как известно, другие островные дуги (Японская, Курильская и др.) значительно древнее морей, образовавшихся в их тылу. Это объясняется особенностью начальной стадии спрединга в тылу Южно-Сандвичевой зоны поддвига. Как уже отмечалось, 7—8 млн. лет назад пододвигаемый под восточную границу Южно-Антильской котловины участок Южно-Американской плиты оказался под давлением астеносферного потока, в результате чего он отошел от тонкой напозлающей плиты, возможно, оторвав ее самые фронтальные участки и оставив остаточную вулканическую дугу (подводный хребет Дискавери, соединяющий острова Южная Георгия и Южно-Оркнейские) с пологим восточным склоном [20]. Пространство между удаляющимися плитами заполнилось кристаллизующимся сверху астеносферным материалом. Новая островная дуга заложилась спустя некоторое время уже на вновь образованной коре, ось разрастания которой первоначально находилась в районе палео-Южно-Сандвичевого желоба.

Наконец, отметим, что Южно-Сандвичева дуга характеризуется относительно низкой сейсмичностью [26], что вообще свойственно зонам субдукции с активными окраинными бассейнами [32, 42, 43]. Это является следствием понижения давления (по сравнению с гидростатическим) между плитами на таких конвергентных границах литосферы и возможностью в результате этого проникновения в контактную зону плит снизу магмы [15]. В случае Южно-Сандвичевой дуги понижение давления в контактной зоне связано с воздействием астеносферного потока на пододвинутую литосферу, стремящегося разъединить надвигаемую и пододвигающуюся плиты.

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Сформулируем основные исходные и вытекающие из данной работы положения.

Переходная зона между Южной Америкой и Антарктидой начала формироваться в позднем мелу в процессе распада Гондваны [13, 14, 19, 22, 24, 29]. Последний этап ее развития, в течение которого оформилась конфигурация современных континентальных окраин Южной Америки, Антарктиды и моря Скотия, начался 27—30 млн. лет назад [20]. Основными факторами, определяющими развитие района в этот период, являются относительное движение (удаление и сдвиг) Южной Америки и Антарктического полуострова и давление в астеносфере, приводящее к раздвижению континентальных блоков на границе Южной Америки и Антарктиды. Повышенное давление в астеносфере возникает с тихоокеанской стороны переходной зоны за счет нагнетания сюда мантийного вещества астеносферными течениями, генерируемыми встречным

---

Рис. 4. Стадии развития Южно-Антильского региона, соответствующие: *a* — настоящему времени; *b* — 5 млн. лет назад; *в* — 10 млн. лет назад; *г* — 20 млн. лет назад. 1 — рифтовые зоны; 2 — затухающие (затухшие) или зарождающиеся рифтовые зоны; 3 — зоны субдукции; 4 — затухающие (затухшие) или зарождающиеся зоны поддвига; 5 — магнитные аномалии (составлено на основе данных работы [20] с изменениями и добавлениями)



движением Тихоокеанской плиты и Южной Америки и перемещениями вещества мантии в рамках глобальной конвекции в Земле. Раздвижение (распирание) континентальных осколков Южной Америки и Антарктиды приводит, с одной стороны, к расширению Южно-Антильской котловины и с другой — к компенсирующей субдукции под нее прилегающих участков Южно-Американской и Антарктической плит. По мере расширения пролива Дрейка, всей Южно-Антильской котловины и особенно крайних с востока континентальных платформ островов Южная Георгия, Южно-Оркнейских и банки Дискавери (см. рис. 4) давление в астеносфере под морем Скотия резко падает из-за дренажа ее через открывающийся проход в зону пониженного давления вне котловины. При этом возникает и растет по скорости астеносферный поток в восточном направлении, движущийся между литосферными корнями континентальных блоков на северном и южном хребтах Скотия. В результате наступает момент, когда расширение Южно-Антильской котловины в меридиональном направлении и, следовательно, поддвиг под нее на севере и юге прекращаются. Одновременно, около 8 млн. лет назад, резко активизируется поддвиг (а точнее, надвиг) на восточной границе котловины. Здесь возникающий при раздвижении островов Южно-Оркнейских и Южной Георгия быстрый астеносферный поток как бы надвигается на пододвинутую в мантию часть Южно-Американской плиты, унося ее в восточном направлении и приводя к раскрытию краевого бассейна — восточной части Южно-Антильской котловины. Скорость астеносферного потока составляет около 10 см/год, в то время как скорости относительного движения всех плит (кроме Сандвичевой) в рассматриваемом районе (см. рис. 1) около 1—2 см/год [36]. Поэтому скорость поддвига Южно-Американской плиты под Южно-Сандвичеву дугу, скорость раскрытия краевого бассейна в тылу этой дуги и скорость подстилающего астеносферного потока приблизительно равны по абсолютной величине (8—10 см/год).

Таким образом, важнейшим фактором, определяющим развитие и современную динамику района моря Скотия, является поток в подстилающем этот район астеносферном слое. Заметим, что этот вывод подтверждает высказанное ранее В. Е. Хаиным [14] предположение об определяющей роли в формировании переходной зоны между Южной Америкой и Антарктидой перемещения вещества верхней мантии в восточном направлении.

Важным с точки зрения геодинамики Южно-Антильского региона является участок границы Антарктической плиты, расположенной вдоль Южных Шетландских островов, однако происходящие здесь процессы, по-видимому, прямо не связаны с предложенной в данной работе моделью. На этом участке, как отмечалось, в кайнозое (а возможно, еще раньше) происходил поддвиг, закончившийся на границе миоцена и плиоцена. В плиоцене прекратился спрединг в западной части моря Скотия, где образовывалась кора, пододвигающаяся под Южно-Шетландские острова (см. рис. 4). По-видимому, в это же время в тылу Южно-Шетландских островов в проливе Брансфилд начал развиваться рифтогенез [20], т. е. ось компенсирующего удаление Южной Америки и Антарктиды спрединга переместилась из района пролива Дрейка во впадину Брансфилд, под которой в процессе происходившего здесь поддвига могло произойти сильное утонение и ослабление литосферы.

#### Литература

1. Артюшков Е. В. Геодинамика. М.: Наука, 1979. 326 с.
2. Галушкин Ю. И., Ушаков С. А. Глобальная картина мгновенной кинематики литосферных плит. — Вестн. МГУ. Сер. геол., 1978, № 4, с. 20—31.
3. Гравиметрическая карта Антарктиды/Под ред. Грушинского Н. П. и Сажинной Н. Б. М.: НИЛЗарубежгеология, ГАИШ, 1975.
4. Кеонджян В. П. Модель химико-плотностной конвекции в мантии Земли. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1980, № 8, с. 3—21.
5. Лобковский Л. И., Сорохтин О. Г. Характер конвективных движений в среде с фазовыми переходами и их связь с гравитационными аномалиями. — В кн. Океано-

- логия. Геофизика океана. Т. 2. Геодинамика, М.: Наука, 1979, с. 108—119.
6. Лобковский А. И., Сорохтин О. Г. Строение зон поддвига литосферных плит и происхождение окраинных морей.— В кн.: Океанология. Геофизика океана Т. 2. Геодинамика. М.: Наука, 1979, с. 183—194.
  7. Мониц А. С., Сорохтин О. Г. О тектонической периодизации истории Земли.— Докл. АН СССР, 1977, т. 234, № 2, с. 564—567.
  8. Седов Л. И. Механика сплошной среды. Т. 2. Наука, 1976, 564 с.
  9. Сорохтин О. Г. Глобальная эволюция Земли. М.: Наука, 1974, 182 с.
  10. Ушаков С. А. Строение и развитие Земли. Физика земли. Т. 1, М.: ВИНТИ. 1974.
  11. Ушаков С. А., Галушкин Ю. И., Гапоненко Г. И. Гравитационное поле и рельеф дна океана. Л.: Недра, 1979. 294 с.
  12. Федьинский В. В. Разведочная геофизика. М.: Недра, 1967. 672 с.
  13. Фролова Т. И., Рудник Г. Б., Орленок В. В. Основные черты строения и эволюции Южных Антил и моря Скоша.— Геотектоника, 1974, № 3, с. 99—113.
  14. Хаин В. Е. Региональная геотектоника. М.: Недра, 1971. 547 с.
  15. Шеменда А. И. Моделирование механизма раскрытия некоторых типов краевых морей.— Океанология, 1985, № 2, с. 265—273.
  16. Шеменда А. И. Некоторые закономерности деформации литосферы при растяжении.— Докл. АН СССР, 1984, с. 275, № 2, с. 346—350.
  17. Alvarez W. Geological evidence for the geographical patterns of mantle return flow and the driving mechanism of plate tectonics.— J. Geophys. Res., 1982, v. 87, № B8.
  18. Andrews D. J., Sleep N. H. Numerical modelling of tectonic flow behind Island arcs.— Geophys. J. Roy. Astron. Soc., 1974, v. 38, p. 237.
  19. Barker P. F., Griffiths D. H. The evolution of the Scotia Ridge and Scotia sea.— Phil. Trans. Roy. Soc., L., 1972, № A271, p. 151—183.
  20. Barker P. F., Hill I. A. Back-arc extension in the Scotia Sea.— Phil. Trans. Roy. Soc. L., 1981, № A300, p. 249—262.
  21. Chase G. G. Extension behind island arcs and motions relative to hot-spots.— J. Geophys. Res., 1978, v. 83, p. 5385—5387.
  22. Dalziel I. W. D., Elliot D. H. The Scotia arc and Antarctic margin in the Ocean Basins and Margins. The South Atlantic/Eds Naivn A. E. M., Stehli F. G. V. I. N. Y.: Plenum Press, 1973, p. 171—246.
  23. Deuser W. G. Hypothesis of the formation of the Scotia and Caribbean seas.— Tectonophysics, 1970, v. 20, p. 391—402.
  24. De Wit M. J. The evolution of the Scotia arc as the key to the reconstruction of south western Gondwana land.— Tectonophysics, 1977, v. 37, p. 53—81.
  25. Forsyth D. W. Fault plane solution and tectonics of the South Atlantic and Scotia Sea.— J. Geophys. Res., 1975, v. 8, № 11, p. 1429—1442.
  26. Frankel A., McCann W. Moderate and large earthquakes in the South Sandwich Arc: Indicators of Tectonic Variation Along a subduction zone.— J. Geophys. Res., 1979, v. 84, № 10, p. 5571—5577.
  27. Griffiths D. H., Barker P. F. Review of marine geophysical investigations in the Scotia Sea/Ed. Adie R. J. Antarctic geology and geophysics. Oslo: Universitets forlaget, 1972, p. 3—11.
  28. Hamilton W. Formation of the Scotia and Caribbean arcs.— Geol. Survey Can. Paper, 1966, v. 15, p. 178—187.
  29. Hawkes D. D. The structure of the Scotia Arc.— Geol. Mag., 1962, v. 99, p. 85—91.
  30. Hill I. A., Barker P. F. Evidence for Miocene back-arc spreading in the central Scotia Sea.— Geophys. J. Roy Astron. Soc., 1980, v. 63, p. 427—440.
  31. Karig D. F. Origin and development of the marginal basins in the Western Pacific.— J. Geophys. Res., 1971, v. 76, p. 2542—2561.
  32. Karig D., Sharman G. Subduction and accretion in trenches.— Geol. Soc., Amer. Bull., 1975, v. 86, p. 377.
  33. Ludwig W., Rabinowitz P. The collision complex of the North Scotia Ridge.— J. Geophys. Res., 1982, v. 87. № 85, p. 3731—3740.
  34. Matthews D. H. Aspects of the geology of the Scotia Arc.— Geol. Mag., 1959, v. 96.
  35. Mc Kenzie D. E. Speculations on the consequences and causes of plate motions.— Geophys. J. Roy. Astron. Soc., 1969, v. 18, p. 1—32.
  36. Minster J. B., Jordan T. H. Present day plate motions.— J. Geophys. Res., 1978, v. 83.
  37. Molnar P., Atwater T. Interarc spreading and cordilleran tectonics as alternates related to the age of subducted oceanic lithosphere.— Earth Planet. Sci. Lett., 1978, v. 41, p. 330—340.
  38. Rabinowitz P. D. Free-air gravity anomalies bordering the continental margin of Argentina, Argentina map series.— Amer. Assoc. Petrol. Geol., Tulsa, Okla, 1977.
  39. Sacks I. S. The subduction of young lithosphere.— J. Geophys. Res., 1983, v. 88, № B4, p. 3355—3366.
  40. Smith A. G., Briden J. C. Mesozoic and Cenozoic paleocontinental maps. Cambridge University press, 1977. 63 p.
  41. Stevenson D. J., Tarner J. S. Angle of subduction.— Nature, 1977, v. 270.
  42. Uyeda S., Kanamori H. Bark-arc opening and the mode of subduction.— J. Geophys. Res., 1979, v. 84, № B3, p. 1049—1061.
  43. Uyeda S. Subduction zones: an introduction to comparative subductology.— Tectonophysics, 1982, v. 81, p. 133—159.

УДК 551.248.2(729.1)

БЕЛОУСОВ Т. П., ОРБЕРА Л.

**ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ВЕРТИКАЛЬНЫЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ  
ДВИЖЕНИЯ В ЦЕНТРАЛЬНОЙ КУБЕ**

В статье представлены результаты совместных советско-кубинских экспедиционных исследований по изучению четвертичной тектоники центральной части о-ва Куба. Четвертичные и голоценовые тектонические движения этой территории оценены количественно на основе анализа данных по морским и речным террасам. Текст иллюстрируется схемами тектонических деформаций земной коры Центральной Кубы за период с позднего плиоцена по голоцен включительно и за конец позднего плейстоцена — голоцен. Высказывается предположение, что на формирование современного структурного плана и рельефа Кубы, особенно ее центральной части, в четвертичное время большое влияние оказали вертикальные тектонические движения.

Островное поднятие Кубы, по предположению В. В. Белоусова [2], располагается в пределах Антильской островной дуги переходной зоны тихоокеанского типа между материком и океаном. По данным В. Е. Хаица [17], оно входит в состав Мексикано-Карибского региона, расположенного между континентами Северной и Южной Америки. В современном структурном плане центральной части этого региона кроме островного поднятия Кубы выделяются глубоководный желоб Кайман, поднятие подводного хребта Кайман, Юкатанская впадина, впадина Мексиканского залива и Северо-Кубинский прогиб [5]. Нашими исследованиями в процессе совместных советско-кубинских экспедиционных работ изучена центральная часть островного поднятия Кубы. Согласно тектонической схеме М. Итурральде-Винент [7], эта территория в структурном отношении соответствует блоку Вилья-Клара, характеризующемуся существенным преобладанием неотектонических воздыманий над прогибаниями.

В основу методики изучения четвертичных вертикальных тектонических движений Центральной Кубы положены принципы, предложенные в свое время В. Н. Крестниковым, Н. И. Николаевым, Д. П. Резвым, С. С. Шульцем и другими советскими исследователями для изучения неотектоники различных регионов СССР.

В процессе полевых исследований нами по геолого-геоморфологическим признакам устанавливались особенности проявления четвертичных тектонических движений на земной поверхности Центральной Кубы, производился сбор фактического материала, необходимого для количественной оценки вертикальных движений за четвертичный период в целом и его эпохи в отдельности. При этом особое внимание уделялось анализу речных долин. Было построено более 25 геолого-геоморфологических продольных профилей надпойменных террас. Наиболее крупными из изученных являются реки Дамухи, Аримао (рис. 1), Сагуа-ла-Чика и Сагуа-ла-Гранде. Наряду с этим проводилось изучение и картирование геоморфологических уровней, имеющих площадное распространение. Одна из задач полевых неотектонических исследований заключалась в выявлении на земной поверхности складчатых и разрывных нарушений и установлении времени их зарождения. В конечном итоге это позволило выявить систему блоков, располагающихся в современном рельефе на разных гипсометрических высотах. Амплитуды относительных вертикальных неотектонических перемещений блоков были определены с помощью барометрического нивелирования и уточнялись по крупномасштабным топографическим картам. Фактический материал, собранный в экспеди-

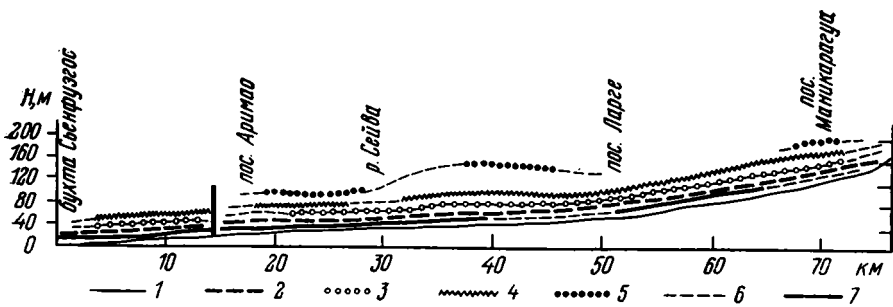


Рис. 1. Продольный профиль террас по долине р. Аримао  
 Террасы: 1 — голоценовые; 2 — позднеплейстоценовые; 3 — среднеплейстоценовые; 4 — раннеплейстоценовые; 5 — предчетвертичные; 6 — предполагаемое положение поверхностей несохранившихся террас; 7 — разлом

ционный период, был положен в основу схемы разрывной новейшей тектоники Центральной Кубы, схемы поверхностей выравнивания и террасовых уровней этого региона.

Количественная оценка вертикальных тектонических движений земной коры за те или иные периоды времени производится, как известно, на основе сопоставления первоначальных и последующих гипсометрических положений опорных уровней. В Советском Союзе этот методический прием впервые был применен В. Н. Крестниковым [10] и Д. П. Резвым [14] для установления амплитуд новейших тектонических движений Тянь-Шаня.

При количественной оценке четвертичных восходящих движений Центральной Кубы в качестве опорного геоморфологического уровня нами взята плиоцен-плейстоценовая поверхность, имеющая абразионное происхождение. Выработка поверхности завершилась здесь, по-видимому, во второй половине плиоцена — начале плейстоцена. По нашим предположениям, она одновозрастна со сформированными на границе плиоцена и плейстоцена формациями Авало и Гуане, выделяемыми И. П. Карташовым, А. Г. Черняховским и Л. Л. Пеньяльвером [8]. Первоначальное гипсометрическое положение предчетвертичной поверхности выравнивания, по всей вероятности, было близким к уровню моря, являвшемуся общим базисом эрозии [8, 18]. Из-за отсутствия достоверных данных о гипсометрическом положении уровня Мирового океана к началу четвертичного времени за единую систему отсчета, относительно которой определялись амплитуды и знак четвертичных тектонических движений, в данном случае был принят его современный уровень. Современное положение предчетвертичной поверхности устанавливалось в полевых условиях при ее картировании с помощью барометрического нивелирования и анализа крупномасштабных топокарт. После определения первоначального и современного гипсометрических положений опорного геоморфологического уровня амплитуды вертикальных перемещений его за четвертичный период определялись по разности их абсолютных высот.

Усиление восходящих тектонических движений, следовавшее за формированием предчетвертичной поверхности, привело к существенной деформированности рассматриваемого геоморфологического уровня складчатыми и разрывными нарушениями. Этот процесс продолжался, по-видимому, на протяжении всего четвертичного времени. Однако начался он, по всей вероятности, еще в позднем плиоцене. Поэтому амплитуды восходящих тектонических движений, устанавливаемые на основе реконструкции предчетвертичной поверхности, отражают результат воздействия на нее и восходящих движений самого конца позднего плиоцена. Продолжительность четвертичного периода в данной работе вслед за Г. Болли и др. [27] для Карибского региона принята равной приблизительно 1,9 млн лет.

Количественная оценка восходящих голоценовых движений производилась на основе сопоставления первоначальных и современных гипсо-

метрических положений поверхностей речных террас и прибрежных равнин, закончивших свое формирование в самом конце позднего плейстоцена. Для установления первоначального положения поверхностей речных террас производился анализ их современных продольных уклонов. При этом предполагалось, что проявление в верховьях или низовьях долины более интенсивных восходящих или нисходящих движений по сравнению с остальной ее частью приводит к изменению первоначального уклона опорного уровня. Если же терраса после окончания формирования испытает равномерное по всей длине воздымание, то ее первоначальный уклон сохранится неизменным и будет соответствовать современному. Установление тектонических условий, оказавших в голоцене воздействие на опорный уровень, производилось на основе анализа продольных профилей террас [3].

В местах развития морских террас амплитуды голоценовых поднятий устанавливались по их гипсометрическому положению. При этом принималось во внимание, что уровень моря перед голоценом был на 20 м ниже современного [6, 8]. Поэтому, если морская терраса имела современную высоту над уровнем моря, например 10 м, предполагалось, что она поднялась за голоцен не на 10, а на 30 м. Следует также отметить, что в амплитуды тектонических движений, устанавливаемые на основе анализа поверхностей позднеплейстоценовых, как морских, так и речных террас, привнесена доля тектонических движений, проявившихся в самом конце позднего плейстоцена.

Амплитуды нисходящих четвертичных и голоценовых тектонических движений устанавливались на основе анализа первоначального и современного гипсометрических положений поверхностей осадконакопления соответствующего возраста. Первоначальное их положение было определено с помощью палеогеографических реконструкций, современное — по данным буровых работ.

Применение рассмотренной методики для количественной оценки четвертичных и голоценовых вертикальных движений Центральной Кубы позволило определить амплитуды в достаточном количестве точек и построить на их основе соответствующие схемы. Они иллюстрируют итог тектонических деформаций земной поверхности Центральной Кубы за период с конца позднего плиоцена по голоцен включительно и за конец позднего плейстоцена — голоцен. Морфология структурных элементов и их размеры отображены на схемах изобазами, показывающими также распределение амплитуд тектонических движений в пространстве. Сечение изолиний в каждом конкретном случае выбиралось с учетом возможных ошибок в определении амплитуд и в то же время так, чтобы структурные особенности Центральной Кубы были отображены наиболее наглядно. Интенсивность тектонических движений характеризуется штриховкой разной густоты. Из структурных элементов четвертичной и голоценовой тектоники на схемах показаны разрывные нарушения, активные в соответствующие периоды времени.

По данным советских зарубежных исследователей, большая часть территории о. Куба, начиная с позднего эоцена, представляла собой низменную сушу. Континентальный этап развития этого региона продолжался в течение почти всего олигоценового времени, завершившись выравниванием рельефа [16]. В самом конце олигоцена интенсивным проявлением восходящих движений савской фазы начался новейший этап геологического развития региона [20].

Вслед за усилением восходящих движений в пределах Кубы наступил период раннемиоценового опускания земной коры. Это обусловило погружение большей части острова под уровень моря и постепенное перекрытие его поверхности толщей осадочных образований. В пространстве опускание происходило весьма неравномерно. На территории Центральной Кубы наиболее интенсивно оно протекало в пределах впадины Мерседес, находящейся в западной части Центральной Кубы, а также во впадинах Ана-Мария и Центральная, располагавшихся вдоль юго-восточного борта массива Санти-Спиритус. Миоценовые породы представ-

лены в их пределах мергелями, известняками и песчаниками мощностью до 500—600 м. К бортам впадин мощность постепенно сокращается, что указывает на конседиментационное развитие этих структурных элементов. В районах поднятий миоценовые отложения перекрывают более древние породы чехлом мелководных известняков мощностью всего лишь в 200—300 м. Залегание миоценовых образований здесь близко к горизонтальному, углы наклона пластов не превышают 15°. Поднятия Тринидад и Санти-Спиритус в этот период развития являлись областями сноса [18].

Наиболее активно прогибание в раннем миоцене происходило в пределах сопредельных морских впадин. Так, по данным В. С. Шеина и др. [20], амплитуды прогибания земной коры во впадинах о. Кубы за первую половину миоцена не превысили 1000 м, тогда как дно морских впадин опустилось за это время более чем на 1200 м. Вероятно, именно в этот период развития наметилось в рельефе дна моря островное поднятие Кубы, объединившее в свои пределы территорию современного о-ва Кубы и его шельфа.

Новое резкое изменение в ходе геологического развития Кубы произошло в позднем миоцене, когда в результате усиления восходящих движений почти вся современная территория Кубы стала сушей [8, 18]. Осушению региона и возникновению обширной суши, как и дальнейшему изменению ее площади, способствовали гляциостатические колебания уровня Мирового океана, связанные с возникновением и развитием Антарктического ледникового щита [8].

На границе миоцена и плиоцена произошло усиление тектонических движений по зонам глубинных разломов. Блоковые движения оформили современную конфигурацию островного поднятия Кубы и предопределили черты его будущего рельефа. Произошло увеличение глубин Северо-Кубинского прогиба и Юкатанской впадины. Выказываются предположения, что в это же время в результате растяжения земной коры в зоне разломов с левосторонними горизонтальными перемещениями [1, 17] возник желоб Кайман. Тот факт, что поднятие подводного хребта Кайман сложено известняками олигоцена — миоцена, а на дне желоба они отсутствуют, может указывать на плиоценовый возраст этого желоба [22].

Тектонические движения продолжались в течение почти всего плиоцена, но проявление их было весьма нестабильным. В результате этого очертания о-ва Куба были неустойчивыми. В это время были созданы основные структурные особенности шельфа Кубы, сочленяющегося резким перегибом с крутым островным склоном.

В прибрежных зонах Центральной Кубы позднемиоцен-плиоценовый этап характеризовался неоднократной сменой морского осадконакопления субаэральным размывом. Площадь суши неоднократно расширялась и сокращалась за счет прибрежной полосы. Особенно далеко в глубь центральной части острова море проникало по впадине Ана-Мария. Большая часть поднятий Тринидад и Санти-Спиритус являлась областью денудации. Обломочный материал сносился в сопредельные впадины и на поверхности абразионных и аккумулятивных равнин. Рельеф Центральной Кубы в течение позднемиоцен-плиоценового этапа, вероятно, был более равнинным, чем современный. Горный рельеф мог существовать лишь в пределах поднятий Тринидад и Санти-Спиритус. Для остальной территории были характерны холмистые и равнинные пейзажи [8].

Как видно из приведенных данных, на протяжении неогена тектонические движения проявлялись в пределах Кубы весьма неравномерно и дифференцированно. Это обусловило расчленение территории на систему тектонических блоков, наиболее крупными из которых являлись Камагуэй, Вилья-Клара, Сьерра-Маэстра и др. Блок, располагавшийся в центральной части островного поднятия Кубы, как уже отмечалось выше, носит название — блок Вилья-Клара [7]. В его пределах неогеновые тектонические движения проявились также сложнодифференцированно, что

обусловило расчленение территории на восточную и западную части. Граница между ними проходила по системе поперечных разрывных нарушений, секущих вкрест простирания субширотные структурные элементы.

Начиная с позднего плиоцена, на Кубе наступил этап геологического развития, для которого было характерно неоднократное чередование трансгрессий и регрессий. В периоды трансгрессий море заливало значительные участки островного поднятия Кубы, вырабатывая абразионные равнины и отлагая на них терригенные и карбонатные осадки. Во время регрессий весь мелководный шельф и низменные участки Кубы, по всей вероятности, осушались, а осадки, накопленные в предыдущие трансгрессивные периоды, подвергались денудации. На месте Кубинского архипелага возникал единый остров [8]. В верхней части его островного склона вырабатывалась серия подводных террас [6].

По предположению И. П. Карташова, трансгрессии позднелиценчетвертичного этапа, охватывавшие обширные площади Кубы, были обусловлены эвстатическими повышениями уровня Мирового океана, а не тектоническими опусканиями территории этого региона. Тенденция к общему поднятию, проявившаяся на Кубе в конце миоцена, сохранялась, по его мнению, на протяжении всего плиоцена и четвертичного периода. Восходящие движения были сложнодифференцированными, иногда замедлялись или даже затухали, но не претерпевали изменений знака движений на обширных площадях [8]. С этим предположением согласуются результаты и наших наблюдений.

Позднеплиоцен-четвертичный этап геологического развития на Кубе начался трансгрессией Ведадо. Ее проявление было обусловлено, вероятнее всего, снижением на короткий период тектонической активности. Трансгрессия Ведадо оставила на территории Кубы карбонатные осадки формации Авало и терригенные образования формаций Гуане, Датиль и Баямо. Почти повсеместно отложения этих формаций залегают на более древних породах с разрывом и угловым несогласием [8].

Характерными чертами тектонического развития Кубинского мегаблока на границе плиоцена и плейстоцена было уменьшение дифференцированности и интенсивности восходящих движений, проявившихся на фоне общего ослабления тектонической активности региона. Вслед за этим наступило незначительное повышение активности тектонической деятельности. Однако наиболее резкое оживление движений, выразившееся в усилении темпов воздыманий и развитии складчато-разрывных деформаций, произошло в среднем плейстоцене. Активизация вертикальных подвижек сопровождалась проявлением процесса перестройки структурного плана. В литературе эта фаза развития получила название антильской [17]. По-видимому, именно этой фазе соответствует период усиления дифференцированности и интенсивности восходящих движений, наступивший, по предположению И. П. Карташова, на границе между «влажным» и «сухим» плейстоценом. Граница совпадает с палеомагнитной инверсией Матуяма/Брюнес, соответствующей уровню 0,7 млн. лет [8].

Начиная со среднего плейстоцена и по голоцен включительно, Центральная Куба испытывала устойчивые восходящие движения, прерываемые лишь кратковременными периодами снижения тектонической активности. Сочетание неравномерности восходящих движений и эвстатических колебаний уровня Мирового океана способствовало формированию в пределах рассматриваемого региона четвертичных аккумулятивных и абразионных морских террас [6, 8].

В пространстве Центральной Кубы, соответствующей блоку Вилья-Клара, четвертичные тектонические движения проявились весьма неравномерно [4, 5]. Как видно из схемы, представленной на рис. 2, большая часть этой территории испытывала устойчивые восходящие движения с амплитудами от 50 — 200 до 400—600 м.

Наиболее интенсивными четвертичные движения были в пределах восточной части блока Вилья-Клара. Границами ее являются: на юге —

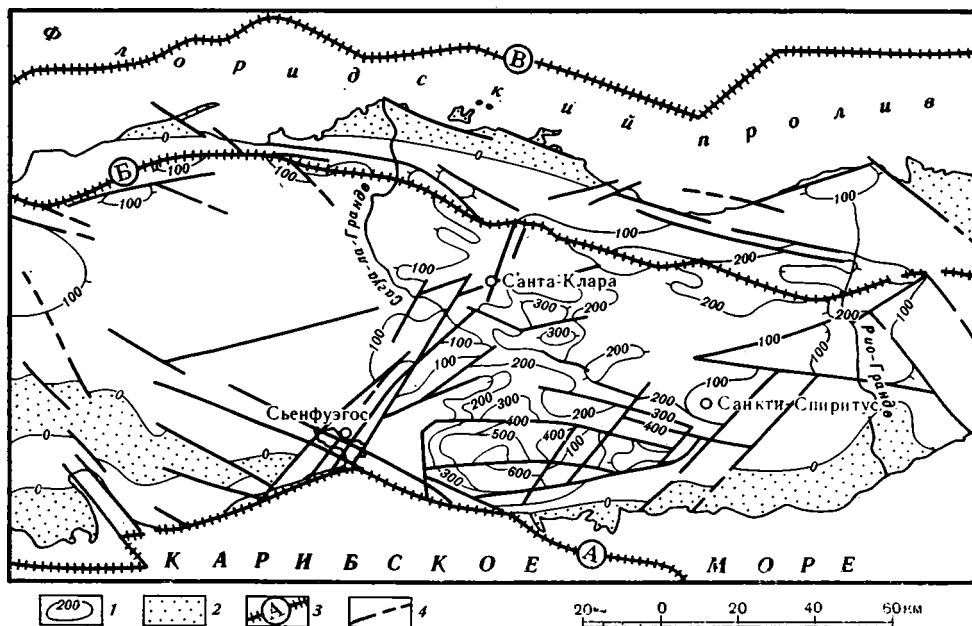


Рис. 2. Схема четвертичных суммарных вертикальных тектонических движений Центральной Кубы  
 1 — изолинии амплитуд, в м; 2 — области абсолютного прогибания; 3 — зоны глубинных разломов: А — Южно-Кубинская, Б — Главная Кубинская, В — Северо-Кубинская; 4 — разломы, активные в четвертичное время

зона Южно-Кубинского глубинного разлома, прослеживаемая в северо-западном направлении вдоль поднятия Гуамауя, на севере — субширотная зона Северо-Кубинского разлома. На востоке она ограничена системой разломов северо-восточного простирания, прослеживаемых вдоль западного борта Центральной впадины. Западной границей восточной части блока Вилья-Клара является система поперечных разрывных нарушений, прослеживаемых от бухты Сьенфуэгос на северо-восток в сторону устья р. Сагуа-ла-Чика. Восточная часть блока испытала наиболее интенсивные восходящие движения. Так, в пределах поднятия Гуамауя суммарные амплитуды четвертичных вертикальных движений составили 400—600 м. В среднем на территории восточной части в районах поднятий амплитуды восходящих движений варьируют от 200 до 300 м. В областях относительного прогибания они не превышают 100—150 м.

Западная часть блока Вилья-Клара в четвертичное время воздымалась менее интенсивно. Амплитуды четвертичных движений не превысили здесь 50—75 м. В пределах поперечной разрывной зоны, располагавшейся между западной и восточной частями блока, амплитуды движений варьируют от 50 до 300 м. Пересечение в ее пределах субширотных и поперечных разломов обусловило формирование системы мелких изометричных по форме структурных элементов. Южные районы западной части Центральной Кубы на протяжении всего четвертичного времени были погружены под уровень моря. Лишь в самом конце позднего плейстоцена — голоцене они были вовлечены в поднятие.

В голоцене темпы восходящих движений в пределах Центральной Кубы резко возросли. Наиболее интенсивно они проявлялись на территории блока Вилья-Клара в восточной части, причем область максимальных воздыманий переместилась здесь с юга от поднятия Гуамауя в район поднятия Эскамбрай (рис. 3). Амплитуды восходящих движений достигли здесь 50—70 м, являясь максимальными на фоне всей Центральной Кубы. В областях относительных прогибаний они варьируют от 20 до 30 м. Весьма активно происходили подвижки по разломам. Амплитуды голоценовых смещений по ним составили 5—10, местами 20 м.



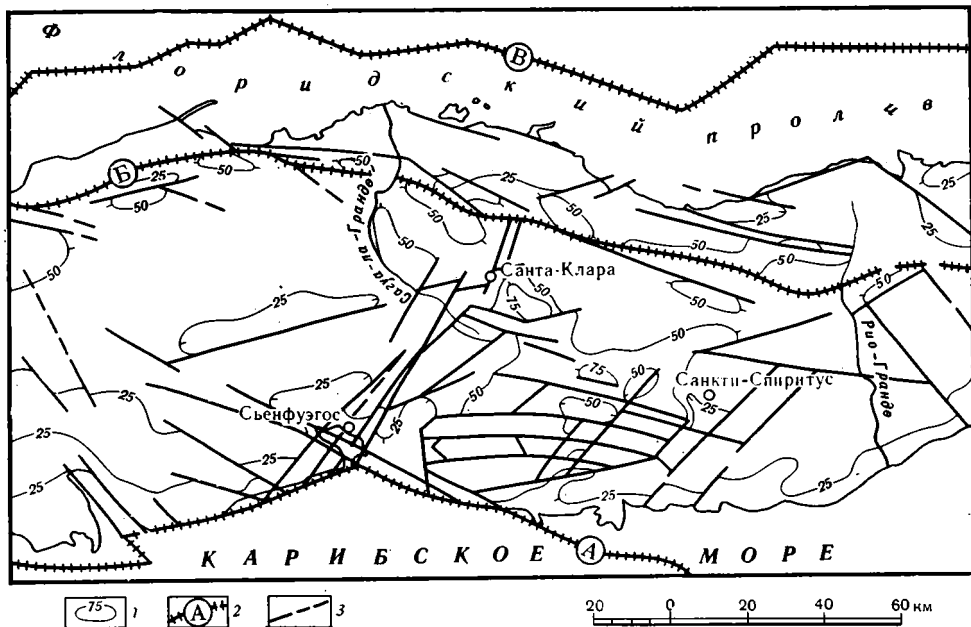


Рис. 3. Схема голоценовых суммарных вертикальных тектонических движений Центральной Кубы

1 — изолинии амплитуд, в м; 2 — зоны глубинных разломов: А — Южно-Кубинская, Б — Главная Кубинская, В — Северо-Кубинская; 3 — разломы, активные в голоцене

Западная часть блока Вилья-Клара в голоцене по-прежнему отстаивала в поднятии от восточной. Амплитуды восходящих движений в центре ее составили 20—30 м, на юге не превысили 15—25 м. Поперечная зона, располагающаяся на границе западной и восточной частей блока Вилья-Клара, в голоценовом структурном плане выражена нечетко [4, 5].

На юге Центральной Кубы в конце позднего плейстоцена начал формироваться грабен бухты Сьенфуэгос. В голоцене он испытывал прогибание с амплитудами около 5—10 м. Амплитуды вертикальных относительных перемещений по разлому Сьенфуэгос в районе бухты достигали 30—40 м. Территория Сьенфуэгос — Сапата в голоцене слабо воздымается. Прогиб Сапата испытывает относительное прогибание (см. рис. 3).

В неотектонической истории как всего островного поднятия Кубы в целом, так и его центральной территории в частности, на протяжении всех этапов развития важнейшую роль играли зоны глубинных разломов: Северо-Кубинская, Главная Кубинская и Южно-Кубинская.

Зона Северо-Кубинского глубинного разлома ограничивает островное поднятие Кубы с севера. Прослеживается вдоль северного шельфа в виде пологой дуги, обращенной выпуклостью к северу. На западе, где глубинная зона обладает юго-западным простираем, она сочленяется с субмеридиональными разломами, простирающимися вдоль восточного побережья п-ова Юкатан. На востоке зона Северо-Кубинского глубинного разлома имеет юго-восточное простираем. После изменения этого направления на субширотное глубинная зона сложно сочленяется с разломами глубоководного желоба Кайман и простирается далее вдоль северного крыла поднятия о-ва Эспаньола. К северу от глубинной зоны и параллельно ей располагается Северо-Кубинский прогиб.

В рельефе дна моря глубинная зона Северо-Кубинского разлома прослеживается вдоль шельфа в виде системы сложносочленяющихся уступов высотой от 200 до 1000 м и более. Большинство разломов, входящих в рассматриваемую зону, не только хорошо выражены в рельефе дна, но и деформируют отложения. Наиболее древними из них являются миоценовые, на основании чего возраст разрывных нарушений предполагается послемiocеновым. Зона глубинного разлома, по данным В. А. Левченко

и А. Г. Рябухина, четко фиксируется поперечными сейсмическими профилями [11].

Зона Северо-Кубинского глубинного разлома, как уже отмечалось выше, зародилась в послемiocеновое время. Вероятнее всего, это произошло в плиоцене, когда заложилась современная очертания островного поднятия Кубы [1, 8, 17, 22]. На протяжении плиоцена, плейстоцена и голоцена по глубинной зоне интенсивно проявлялись вертикальные подвижки. В пределах центральной части Северо-Кубинской зоны амплитуды относительных перемещений крыльев разлома за весь новейший период в целом, по-видимому, не превысили 500 м. Отсутствие достоверных данных по геологии шельфа и дна моря не позволяет дать количественных оценок вертикальных движений по этой зоне за четвертичное и голоценовое время.

Зона Главного Кубинского глубинного разлома простирается на сотни километров по северной периферии островного поднятия Кубы. Представляет собой зону сочленения эв- и миогеосинклинальных комплексов. На поверхности Кубинского мегаблока выражена системой разрывных нарушений, между которыми зажаты смятые в сложные складки породы позднеюрского — эоценового возраста. Последние представлены фациями глубокоководных карбонатных отложений, местами содержащих прослойки вулканогенных пород. К этой зоне более чем на 900-километровом расстоянии приурочен так называемый офиолитовый пояс Кубы [13, 15, 20, 21]. Граница между эв- и миогеосинклинальными комплексами имеет весьма сложный характер. В пределах полосы, ширина которой на отдельных участках достигает 30 км, чередуются выходы пород обеих зон. Вместе с тем единой границы не существует, местами она прерывается на значительные расстояния. В большинстве опубликованных работ граница между эв- и миогеосинклинальными зонами рассматривается в качестве сложного краевого надвига, по которому породы эвгеосинклинального комплекса надвинуты на миогеосинклинальные [9, 19, 23—26]. Подошва надвига, по их данным, располагается субгоризонтально. Лишь в отдельных местах она под углом в 10—20° наклонена к югу. Последующими тектоническими движениями подошва надвига сложно деформирована [19].

На протяжении неогена, плейстоцена и голоцена зона Главного Кубинского глубинного разлома была весьма активной, что обусловило ее четкую выраженность в современном рельефе. Южное крыло зоны воздымалось более интенсивно, в результате чего оно приобрело более высокое гипсометрическое положение относительно северного. По данным наших исследований, в пределах Центральной Кубы амплитуды относительных вертикальных перемещений блоков земной коры по зоне разлома за неоген-четвертичное время варьируют здесь от 50 до 500 м, за четвертичное — от 30 до 300 м и голоценовое — от 5 до 25 м (см. рис. 2, 3). На протяжении всех этих периодов наиболее контрастно вертикальные движения проявлялись на востоке зоны. Не менее активно эта зона развивается и в современное время, о чем свидетельствуют геодезические и сейсмические данные.

С юга островное поднятие Кубы контролируется зоной Южно-Кубинского глубинного разлома, которая располагается по границе южного шельфа острова. Она имеет дугообразную форму в плане, обращенную выпуклой стороной к северу. На крайнем западе зона несколькими кулисами сочленяется с зоной Северо-Кубинского глубинного разлома. В рельефе дна Карибского моря Южно-Кубинский глубинный разлом выражен четким уступом, простирающимся на сотни километров. Глубинная зона разделяет крупнейшие блоки земной коры: островное поднятие Кубы и Юкатанскую впадину. Своей восточной частью, характеризующейся северо-западным простираем, Южно-Кубинский глубинный разлом отделяет юго-западное окончание поднятия Сьерра-Маэстра от его подводного продолжения — поднятия хребта Кайман. В новейшее время зона Южно-Кубинского глубинного разлома проявляла высокую тектоническую активность. Амплитуды вертикальных перемещений бло-

ков земной коры по глубинной зоне за неоген-четвертичное время в целом по простиранию варьируют, по-видимому, от 1500 до 2500 м.

Как видно из приведенных данных, зоны глубинных разломов Центральной Кубы существенно различаются между собой активностью во времени и пространстве. Наибольшая активность была характерна для зоны Южно-Кубинского глубинного разлома, относительные смещения по которой составляют 1500—2500 м за неоген-четвертичное время в целом. Менее активно проявляла себя в новейшее время зона Северо-Кубинского глубинного разлома, ограничивающая островное поднятие Кубы с севера. Наименьшая тектоническая активность была характерна для зоны Главного Кубинского разлома, расположенной в пределах самого островного поднятия.

Разрывные нарушения более низкого ранга на формирование структурного плана Центральной Кубы оказывали в новейшее время по сравнению с зонами глубинных разломов значительно меньшее влияние. Для них характерны три основных направления: северо-западное, северо-восточное и субширотное. Взаимодействие их в пространстве обусловило расчленение крупных структурных элементов Центральной Кубы на систему более мелких блоков, располагающихся на различных гипсометрических отметках. Амплитуды относительных перемещений этих блоков, как правило, не превышали 200—300 м. Из рассматриваемых разрывных нарушений следует отметить их систему, простирающуюся от бухты Сьенфуэгос в северо-восточном направлении. Эта поперечная зона разрывных нарушений делит территорию блока Вилья-Клара на западную и восточную части.

Таковы основные особенности проявления на земной поверхности Центральной Кубы вертикальной составляющей четвертичных тектонических движений, на изучение которой нами было обращено наиболее пристальное внимание. Повышенный интерес к вертикальным движениям вместе с тем не означает, что нами полностью игнорируется влияние на формирование неотектонического структурного плана региона горизонтальных движений. Хорошо известно, что, по мнению большинства исследователей, на Кубе, начиная с конца мезозоя и по олигоцен включительно, происходило формирование тектонических покровов. Смещение аллохтонных масс происходило с юга на север. На большей части территории Кубы формирование шарьяжей завершилось в раннем эоцене. В пределах Восточной Кубы этот процесс проявлялся, по-видимому, в позднем эоцене и даже олигоцене. По предположению В. С. Шеина и К. А. Клещева [19], он продолжается и в настоящее время. Однако смещение аллохтонных масс происходит в обратном направлении, вдоль глубинных разломов глубоководного желоба Кайман. Наличие горизонтальных левосторонних смещений по этим разломам предполагают также А. Эриксон [22], В. Е. Хаин [17], В. И. Макаров [12] и другие исследователи. В качестве одного из доказательств активности горизонтальных движений часто указывают на то, что максимальное поднятие хр. Сьерра-Маэстра (пик Туркино, 1974 м) располагается как раз напротив наиболее прогнутого участка впадины Ориенте (—7239 м). Предполагается, что это есть результат одновременного поперечного изгиба блоков под действием тангенциальных напряжений, которые являются причиной левосторонних сдвиговых смещений по желобу Кайман [8]. Не исключают возможности проявления на Восточной Кубе горизонтальных движений результаты и наших исследований. Вместе с тем на основе геолого-геоморфологического анализа рельефа, современного структурного плана, геологического строения и ряда других признаков мы предполагаем, что на формирование Центральной Кубы наряду с горизонтальными движениями в четвертичное время большое влияние оказали и вертикальные тектонические движения.

#### Литература

1. Авдеев А. И. Структура дна Карибского моря. Севастополь: Морской гидрофизический ин-т АН УССР. 1971. 14 с.

2. Белоусов В. В. Переходные зоны между континентами и океанами. М.: Недра, 1982. 152 с.
3. Белоусов Т. П. Тектонические движения Памира в плейстоцене — голоцене и сейсмичность. М.: Наука, 1976. 120 с.
4. Белоусов Т. П., Орбера Л. Четвертичная тектоника Центральной Кубы.— Тезисы докладов XI Международного конгресса ИНКВА. Т. 3. М.: ВИНТИ, 1982, с. 41—42.
5. Белоусов Т. П., Крестников В. Н., Орбера Л. Неотектонические исследования Центральной Кубы.— В кн.: Исследование сейсмичности малоактивных сейсмических зон (Центральная Куба). М.: Наука, 1983, с. 19—32.
6. Ионин А. С., Павлидис Ю. А., Авельо Суарес О. Геология шельфа Кубы. М.: Наука, 1977. 215 с.
7. Итурральде-Винент Мануэль А. Тектоника Кубы на постгеосинклинальном этапе развития.— Геотектоника, 1979, № 4, с. 81—89.
8. Карташов И. П., Черняховский А. Г., Пеньяльвер Л. Л. Антропоген Кубы. М.: Наука, 1981. 148 с.
9. Книппер А. А. Океаническая кора в структуре альпийской складчатой области. М.: Наука, 1975. 208 с.
10. Крестников В. Н. История развития структуры и сейсмичности Северного Тянь-Шаня.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1954, № 3, с. 135—163.
11. Левченко В. А., Рябухин А. Г. О блоковом строении северного шельфа Кубы.— Геотектоника, 1971, № 5, с. 98—104.
12. Макаров В. И. Основные элементы неотектонической структуры Кубы.— Докл. АН СССР, 1984, т. 277, № 2, с. 453—458.
13. Пуцаровский Ю. М., Книппер А. Л., Пуиг-Рифа М. Тектоническая карта Кубы масштаба 1:1250 000.— В кн.: Геология и полезные ископаемые Кубы. М.: Наука, 1967, с. 7—31.
14. Резвой Д. П. Об одном из способов изображения результатов новейших тектонических движений.— Науч. зап. Львовского ун-та. Сер. геол., 1953, т. 23, № 6, с. 112—120.
15. Солин М. Л., Мильян Г. Геология метаморфических комплексов Кубы. М.: Наука, 1981. 218 с.
16. Финько В. И., Корин И. З., Формелль-Кортин Ф. О возрасте древней коры выветривания и латеритов Кубы.— В кн.: Геология и полезные ископаемые Кубы. М.: Наука, 1967, с. 114—134.
17. Хаин В. Е. Проблемы тектоники Мексикано-Карибского региона.— В кн.: Тектоника, сейсмичность и геодинамика Юго-Восточного обрамления Тихого океана. М.: Сов. радио, 1975, с. 20—64.
18. Худoley К. М. Палеогеография и геологическая история Карибской области Атлантического океана.— В кн.: Состояние и задачи советской литологии. Т. 3. М.: Наука, 1970, с. 188—194.
19. Шейн В. С., Клещев К. А. Строение и формирование шарьяжей Больших Антилл.— Докл. АН СССР, 1977, т. 234, № 4, с. 904—906.
20. Шейн В. С., Иванов С. С., Клещев К. А. и др. Тектоника Кубы и ее шельфа.— Сов. геология, 1978, № 2, с. 104—119.
21. Щербакова Б. Е., Бовенко В. Г., Эрнандес Г. Строение земной коры Западной Кубы.— Сов. геология, 1977, № 8, с. 138—143.
22. Erikson A. J., Hellsley C. E., Simmons C. Heat flow and continuous seismic profiles in the Cayman trough and Yucatan Basin.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1972, v. 83, p. 1241—1260.
23. Knipper A. L., Cabrera R. Tectonika y geologia historica de la zone de articulacion entre el mio y el eugeosinclinal y del cinturon hiperbasico de Cuba.— Contrib. geol. Cuba. Publ. espec. N 2. Acad. cienc. Cuba, 1974.
24. Meyerhoff A. A., Hatten C. W. Diapiric structure in Central Cuba.— Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem., 1968, B. 8.
25. Pardo G., Geology of Cuba.— In: The ocean basins and margins. N. Y., L. 1975, p. 3.
26. Wassal H. The relationship of oil and serpentinite in Cuba.— In: Rept. XX Intern. Geol. Congr., sec. 3. Mexico, 1956.
27. Wollfi H. M., Premoli Silva J. Oligocene to recent planktonic foraminifera and stratigraphy of the Leg 15 sites in the Caribbean Sea.— Deep Sea Drilling Project, 1973, v. 15, p. 475—498.

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

Поступила в редакцию  
18.III.1983.

## РЕЦЕНЗИИ

УДК 551.24

У Н К С О В В. А.

ТЕКТОНИКА ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ И ЕЕ МЕСТО  
В СОВРЕМЕННОЙ ТЕОРЕТИЧЕСКОЙ ГЕОЛОГИИ \*

Геотектоника как наука справедливо рассматривается в качестве «философии» геологии, содержащей теоретическую основу синтеза по крайней мере региональных геологических (и геоструктурных) исследований. По сравнению с физико-химической теорией минералогии, петрографии, геохимии она до недавнего времени оперировала в основном качественными обобщениями общегеологического плана, мало обращаясь к методам точных наук.

Положение начинает быстро изменяться с появлением и развитием новой мобилистской концепции — тектоники литосферных плит. Ее важнейшей особенностью, как известно, является опора на количественно обоснованные и (или) проверяемые физико-математические модели геодинамических процессов, вовлекающие в свои построения резко расширенный спектр фактографической информации из различных отраслей геологических знаний.

В состав этой фактографической базы с самого начала вошли, как известно, практически новые для геотектоники объекты исследований (дно океанов) и новые частные методы (палеомагнетизм), но главное заключается в переломе от преобладания элементов индуктивного мышления и чисто эмпирических обобщений в классической геотектонике к существенной роли дедуктивных приемов построения синтетических моделей, проверяемых на непротиворечивость максимально широкой совокупностью фактически данных.

Эти и другие важнейшие положения, как нам представляется, нашли свое отражение на общем фоне сегодняшнего состояния и перспектив развития наук о Земле в книге небольшого коллектива авторов «Современные идеи теоретической геологии» опубликованной издательством «Недра» в 1984 г.

Общая методологическая направленность книги соответствует модельно-целевому подходу к познанию геологической реальности, которого последовательно придерживаются авторы, оценивая эвристическую продуктивность теоретической мысли в разных областях геологической науки.

Хотя в центре внимания данной рецензии находится геотектонический аспект, нельзя не отметить анализ структурных характеристик вещества, используемых в геохимии и минералогии (гл. 7). Как известно, даже среди узких специалистов этой области бытует представление о том, что оценки свойств структурных элементов, в частности размеров ионных радиусов, энергетических параметров и им подобных характеристик, должны отражать «то, что есть на самом деле». В противовес этой точке зрения авторы показывают, что выбор конкретной характеристики, т. е. принятия тех или иных упрощающих допущений, должен определяться прежде всего спецификой решаемой задачи.

Красной нитью проходят в книге идеи, появившиеся в процессе становления и развития тектоники литосферных плит. На многочисленных примерах показано, что эти идеи затрагивают не только такие традиционно увязываемые с геодинамикой процессы, как формирование глубинных неоднородностей, магматизм и т. п., но и явления космического порядка, в частности разнообразные следствия метеоритной бомбардировки Земли (гл. 6).

Сказанное, разумеется, не означает, что все без исключения геологические явления и процессы объявляются непосредственным следствием тектонического режима. Авторы понимают это, отмечая в ряде случаев сугубо опосредованные соотношения такого рода. В частности, анализируя спектр идей современной литологии (гл. 4), в качестве основного направления исследований авторы выделяют моделирование седиментологических процессов, протекающих при определяющем влиянии физико-химического и гидродинамического состояния среды осадконакопления.

\* По поводу книги «Современные идеи теоретической геологии». Л.: Недра, 1984. 280 с.

В области геотектоники и глубинной геологии значительное место в книге уделено оригинальным разработкам авторов. Среди них отметим прежде всего анализ неоднородностей верхней мантии (гл. 3). Авторы не только показали принципиальную возможность выделения и количественной оценки вкладов термической, химической и минералогической составляющих этих неоднородностей, но и представили карты латерального распределения температуры и железомagneйного отношения в пределах верхнего 700-километрового слоя Земли. Подобной информацией, как известно, до сего времени геологи не располагали.

Указанные карты, если они действительно отражают названные характеристики мантии, имеют принципиальное значение для понимания условий глубинного тепло-массопереноса в настоящем и прошлом нашей планеты и, следовательно, для уяснения причин наблюдаемого разнообразия тектоно-магматических событий. Аргументация авторов, касающаяся метода построения указанных карт, выглядит убедительной, тем не менее определенные сомнения сохраняются. Они связаны с использованием в качестве индикатора электрической проводимости верхней мантии недрейфующих компонент геомагнитного поля в редукции Т. Юкутаке и Х. Тачинака. Такой взгляд на природу указанного поля был высказан авторами еще в 1978 г. С тех пор они неоднократно публиковали примеры использования сведений об этом поле для решения разнообразных геологических задач, в частности в связи с построением модели интенсивности и экстенсивности вулканизма в современных островных дугах.

Советские геофизики в своих работах вообще не используют эту редукцию геомагнитного поля. Вероятно, отчасти по этой причине никакой реакции в печати на указанные построения не публиковалось. Между тем зарубежные специалисты продолжают считать, что аномалии недипольной составляющей геомагнитного поля отражают только особенности процессов, протекающих внутри ядра нашей планеты (Т. Юкутаке, 1979 г.), т. е. так, как это предполагалось и ранее. Сохраняющаяся неясность в этом вопросе заставляет пока что с осторожностью относиться к рассматриваемым построениям.

Не меньший интерес и научную ценность имеют анализ и синтез работ, выполненных многочисленными другими учеными в многогранной области тектоники литосферных плит.

Перед читателем рассматриваемой книги в сжатом и потому сравнительно легко обозримом виде предстает логически систематизированная (но не сниженная до популярного уровня) картина современного состояния моделирования тектонических явлений в связи с глубинными и другими факторами. Создается внушительное впечатление поистине гигантской работы, проделанной за последние десятилетия и продолжаемой в настоящее время. Вместе с тем ощущаются и трудности, которые, в частности, отражены во множественности разработанных моделей, часто конкурирующих друг с другом.

Что же все таки мешает «новой парадигме», представленной, в частности, тектоникой литосферных плит, неоспоримо занять в умах и практике геологов подобающее место?

О том, что этого еще не произошло, авторы упоминают как бы вскользь в двух-трех местах, нигде не вдаваясь в дискуссию с многочисленными противниками тектоники плит. Это очевидно и не требуется от данной книги. Однако законно поставить вопрос: насколько полно ее содержание обосновывает заключительные тезисы о новой парадигме?

Такая постановка вопроса сразу же обращает внимание на недостаточное освещение в книге по существу главной проблемы, решение которой только и может привести к окончательному торжеству новой парадигмы. Имеются в виду методы и результаты палеорекострукций развития складчатых систем, в том числе в фундаменте платформ, да и самих платформ с позиций новой глобальной тектоники. В книге приведено лишь 2—3 примера таких реконструкций, в частности Монголо-Забайкальской складчатой системы и кайнозойского андезитового пояса Армении. Вскользь говорится о неоднозначности решений при таких реконструкциях. Однако не дается ни настоящего теоретического обоснования, ни качественного описания процесса перехода активной континентальной окраины или островной дуги в складчатую систему. Известно, что в литературе имеется ряд предложенных решений как описательных, так и будто бы обоснованных теоретически (О. Г. Сорохтин). Ни одно из них, как мне представляется, пока не исчерпывает проблемы. Еще существует большой качественный разрыв между моделированием современных и древних подвижных зон. В той или иной мере он заполняется реконструкциями на базе (в большинстве случаев сильно обобщенных и упрощенных аналогий).

Возможно, авторы книги возразят против такой отчасти пессимистической оценки существующего положения, но едва ли можно оспаривать чрезвычайную важность данного звена научных исследований, явно недостаточно освещенных авторами книги.

Отметим, что в ней не нашлось места и для рассмотрения реконструкций по палеотектоническими данными, которые разрабатываются сейчас в недостаточной связи с палеотектоническими реконструкциями по другим, в том числе геологическим данным.

Острота проблемы несомненно и по понятной причине повышается при переходе к металлогеническим аспектам рецензируемой книги. Не приходится забывать или обходить молчанием тот факт, что ряд наиболее видных металлогенистов нашей страны выступают в качестве убежденных противников тектоники плит, причем один из их доводов состоит в том, что с помощью тектоники плит не было открыто конкретных месторождений. В то же время убежденные сторонники тектоники плит приводят ряд примеров таких открытий, не раскрывая, однако, так сказать, механизма воздействия новой глобальной тектоники на работу поисковиков. Имея некоторый опыт в этой области,

и в частности полевой поисковой работы под непосредственным руководством Ю. А. Билибина, автор рецензии должен сказать, что механизм воздействия металлогенических концепций на результаты поисковых работ значительно сложнее и более опосредован, чем это может представиться со стороны. Вряд ли методически правомочно требование к новой концепции доказать свое право на лидерство, а тем более — на существование путем открытия того или иного числа месторождений. Однако необходимо считаться с наличием такой постановки вопроса.

В своей книге авторы разбирают достаточно точно существующие подходы к металлогеническим построениям на основе тектоники плит и вносят свой научно весомый вклад в этот круг проблем. Речь идет об оценке общей металлоносности рудных провинций в связи с их глубинной геофизической характеристикой.

Авторы рецензируемой книги (гл. 8) в общих чертах сформулировали принципы нового подхода к решению этой проблемы. Они, с нашей точки зрения, резонно предположили, что единичные эндогенные месторождения могут возникать в широком диапазоне *PT*-условий на глубинах магмо- и рудогенеза. Что же касается богатых и крупных рудных провинций, то их формирование возможно только при длительном сохранении оптимального режима температур и давлений в верхней мантии, неодинаковых для разных металлов. Далее логично было допустить, что стабильность глубинных условий, в свою очередь определяемая устойчивостью процесса мантийного теплопереноса, в той или иной форме должна фиксироваться в геофизических полях. Консервативность термических и вещественных неоднородностей в надастеносферной части мантии позволяет в принципе учитывать их при изучении процессов, завершившихся сотни миллионов лет назад.

Если бы авторы ограничились только обоснованием указанной схемы, то ее следовало бы рассматривать лишь в качестве еще одного варианта среди многих уже известных конкурирующих объяснений. Авторы, однако, демонстрируют нечто большее. Им удалось найти возможность независимого эмпирического контроля подобных построений. Таким контролем является уже упоминавшаяся оценка температуры, железистости и избыточного давления в верхней мантии. В конечном итоге появляется возможность оценивать масштаб слабо изученных рудных провинций.

Понятно, что этот метод непригоден для оценки перспективности изолированных рудопроявлений и месторождений. Тем не менее и в этом случае, как отмечают авторы, может оказаться полезным изучение геофизическими и петрологическими методами условий обособления, аккумуляции и латеральных перемещений рудоносной флюидной фазы до того, как она попадает в верхние горизонты земной коры. На примере конкретных флюоритовых месторождений авторы демонстрируют методы выявления основных направлений миграции палеофлюидных потоков в мантии. В целом рассматриваемый подход представляется весьма многообещающим, заслуживающим дальнейшей разработки.

Однако, как пишут сами авторы, пока что речь идет об общей оценке слабо изученных рудных провинций. Но в нашей стране, да, пожалуй, и во всем мире, почти не остается провинций, поисковая изученность которых была бы в необходимой степени слабой.

В настоящее время центр внимания металлогенистов существенно переносится с жильных и других эндогенных рудных месторождений, доминировавших во времена Ю. А. Билибина и его ближайших последователей, на стратиформные, часто экзогенные или эндогенно-экзогенные месторождения. С иных генетических позиций рассматривается и формирование таких месторождений, как, например, колчеданные. В связи с этим закономерно, что на смену моделям стадийного развития, в основном интрузивного магматизма, в обиход металлогенистов приходят разработки, основанные на эмпирически устанавливаемых связях с широким спектром геологических формаций, в частности осадочных, вулканогенно-осадочных. Влияние на состав и поведение последних со стороны мантийных неоднородностей, процессов в глубокой мантии и т. д. по меньшей мере более опосредовано, чем на преимущественно глубинные, интрузивные или экструзивные магматические образования. В данной книге имеется и раздел, посвященный литогенезу (гл. 3). Однако содержание его при несомненных методических достоинствах и трезвой оценке имеющихся или предлагаемых автором результатов не открывает каких-либо перспектив в направлении совершенствования теоретической базы существующих металлогенических моделей.

Путь реконструкций путем сопоставления с современными геодинамическими обстановками на базе тектоники плит остается пока наиболее реальным из того, что можно сделать в металлогении, причем именно на этой основе возможен синтез с формационным направлением последней.

Критический аспект настоящей рецензии касается наиболее острых и, можно сказать, больших вопросов теоретической геологии и в первую очередь тектоники литосферных плит. При этом речь идет не столько о том, что имеется в книге, сколько о том, чего в книге недостает или освещено недостаточно, по мнению рецензента. Однако известно, что в любой работе, к тому же по необходимости ограниченного объема, не может быть всего, что желательно или даже нужно бы иметь.

В данной работе имеется очень много полезного и важного и опубликование ее издательством «Недра» можно только приветствовать.

ВСЕГЕИ  
Ленинград

Поступила в редакцию  
4.VII.1984



**АКАДЕМИКУ ЮРИЮ АЛЕКСАНДРОВИЧУ КОСЫГИНУ  
75 ЛЕТ**

Герой Социалистического Труда, академик Юрий Александрович Косыгин—один из наиболее популярных тектонистов нашей страны. Он создал труды, которые нужны студентам и профессорам, рядовым геологам и титулованным ученым, теоретикам и практикам. Эти труды очень разнообразны по содержанию, но всех их отличает острота и ясность мысли, четкая тематическая очерченность, нестандартность подхода к предмету исследования или изложения. Академик Ю. А. Косыгин хорошо известен и за пределами Советского Союза. Его книги и научные статьи переводились и публиковались в Китае, Румынии, ГДР, США и других странах. Он является членом Геологического общества Франции.

В действительные члены Академии наук СССР Ю. А. Косыгин избран по вакансии «геология, тектоника». Это наименование точно отражает основные направления научной деятельности ученого, хотя он глубоко осведомлен также в областях геофизики, математического анализа, философии науки.

Юрий Александрович родился 22 января 1911 г. Самостоятельную геологическую работу он начал очень рано, когда ему было 20 лет, сразу после окончания геологоразведочного факультета Московского нефтяного института. Эта деятельность началась в Туркмении, где он, молодой человек, сначала работал как геолог, а затем главный геолог (1934 г.) треста «Туркменнефть». Был он и директором нефтяного промысла «Небитдаг». В 1932 г. Ю. А. Косыгин уже начал публиковать научные статьи. Первой была статья: «Нефтедаг по новым данным разведочного бурения», опубликованная в журнале «Нефтяное хозяйство». А до нее, в 1931 г., в газете «Туркменская искра» была напечатана статья — «От тысяч к миллионам тонн нефти».

Нефтегеологическое направление — одно из главных в деятельности академика. Помимо Туркмении Ю. А. Косыгин изучал под этим углом зрения Урало-Эмбенскую область, Днепровско-Донецкую и Прикаспийскую впадины, Предкавказье и, конечно, Сибирь и Дальний Восток, с которыми у него связано больше 25 лет жизни. Его кандидатская диссертация, защищенная в 1940 г., была посвящена теме — «Тектоника северо-восточной части Эмбенской нефтеносной области», а докторская (1947 г.) называлась — «Соляная тектоника платформенных областей». Великую Отечественную войну Юрий Александрович провел в Красной Армии и до середины 1944 г. находился на фронтах. Исключительная работоспособность и талант исследователя помогли Юрию Александровичу написать докторскую диссертацию за очень короткий срок. Наиболее известные труды нефтегеологического направления — это «Основы тектоники нефтегазоносных областей» (1952 г.) и «Тектоника нефтеносных областей» (1958 г.). Обе книги появились чрезвычайно своевременно и были исключительно широко использованы в вузовской, производственно-геологической и научной работе.

В 1935—1940 гг. параллельно с работой в Институте горючих ископаемых АН СССР Ю. А. Косыгин сам занимался преподаванием, читая курсы геологии нефти и геологии нефтяных месторождений в Московском нефтяном институте им. И. М. Губкина. Но самым главным направлением в научной деятельности академика безусловно является тектоника. Он увлекся ею еще в довоенные годы, причем первоначально это были соляные структуры. Используя многочисленные региональные данные, Юрий Александрович в конце 40-х годов создал общую теорию соляной тектоники, что было крупным вкладом в этот раздел геологических знаний.



Велик вклад ученого также в становление и реализацию программы опорного бурения в платформенных областях СССР. Не нужно подчеркивать, как много дала эта программа для познания геологии и минеральных ресурсов СССР, а также для разработки общегеологических и в том числе масштабных тектонических проблем. Юрий Александрович стоял у истоков этой проблемы, организовав в 1946 г. в системе Комитета по делам геологии Центральную геологическую экспедицию, которой и было начато опорное бурение в европейской части СССР. Он стал блестящим знатоком тектоники Русской платформы.

В период 1945—1958 гг. Ю. А. Косыгин работал в тектоническом отделе Геологического института АН СССР, которым руководил Н. С. Шатский. Здесь он приобрел особенно большую широту тектонических знаний. Самое непосредственное участие принял он в создании такой выдающейся работы, как Тектоническая карта СССР, выполненная под руководством Н. С. Шатского. Свое тектоническое кредо Ю. А. Косыгин изложил в трех фундаментальных книгах: «Тектоника» (1969), «Основы тектоники» (1974) и еще раз «Тектоника» (1983). Их суммарный листаж свыше 90 а. л. а тираж 22 000 экз. Президиум АН СССР за выдающиеся тектонические труды присудил Ю. А. Косыгину золотую медаль им. А. П. Карпинского — высшую награду Академии наук за геологические исследования.

Тектонику как научную дисциплину Юрий Александрович справедливо понимает очень широко. В своих книгах он пишет, что объектом тектоники как науки является Земля в целом и что нельзя этот объект ограничивать земной корой. «Земля представляет собой единый механизм и корни ее структурных форм, наблюдаемых на поверхности, могут проникать очень глубоко, а силы, действующие в Земле и обусловленные как внутренними процессами, так и внешними влияниями, весьма разнообразны». В то же время Ю. А. Косыгин отдает себе ясный отчет в том, что в области тектонических исследований впереди большие и сложные задачи. Он пишет, что на пути решения этих задач предостоят совершенно неожиданные открытия и что «вероятность неожиданного намного выше вероятности гипотетических ожиданий».

В связи с избранием в 1958 г. член-корреспондентом АН СССР Ю. А. Косыгин переезжает в Сибирь и в течение 13 лет работает в Институте геологии и геофизики Сибирского отделения АН СССР, возглавляя тектонические исследования. Одновременно он является профессором и заведующим кафедрой Новосибирского государственного университета. В самом начале своей деятельности в Сибири Юрий Александрович пришел к верной мысли о необходимости концентрации исследований в области тектоники на наиболее важных направлениях и координации работ, проводимых множеством организаций. С этой целью уже в 1959 г. им был организован представительный Научный совет по тектонике Сибири и Дальнего Востока, который он и возглавляет в течение уже 26 лет. За эти годы совет провел большую работу и способствовал, прежде всего посредством проведения научных сессий, становлению и развитию крупных коллективов сибирских и дальневосточных тектонистов. Впоследствии этот совет вошел в состав Межведомственного тектонического комитета как его наиболее крупное региональное подразделение. С удовлетворением можно отметить, что Юрий Александрович — активный деятель тектонического комитета; на всесоюзных совещаниях, организуемых комитетом, он часто выступает с проблемными докладами.

Как ученый Ю. А. Косыгин в сибирский период своей деятельности работал главным образом в двух направлениях. Одно из них — тектоника докембрия. Вокруг этой проблемы Юрий Александрович объединил и воспитал целую плеяду способных молодых исследователей, и в итоге впервые в мировой практике была создана карта тектоники докембрия континентов. Ей предшествовала целая серия публикаций о типах структур древних платформ, в особенности краевых поднятиях, ограничениях платформ, докембрийской тектоники Сибирской платформы и Сибири вообще, в том числе карта докембрийской тектоники Сибири м-ба 1 : 5 000 000.

Другое направление можно определить как тектоно-системное. В этом смысле Ю. А. Косыгин создал научную школу общегеотектонического значения. Это учение о геологических телах и структурах, геологическом пространстве, системном анализе структур, формализации тектонических понятий. Одна из работ посвящалась математическому описанию структуры сложных геологических тел.

В сибирский же период Ю. А. Косыгин начал серию изданий, посвященную терминологическим вопросам. К этой работе он также привлек ряд своих сотрудников. Материалы по тектонической терминологии (ч. I) были опубликованы уже в 1961 г. Справочник по тектонической терминологии вышел в 1970 г. Это чрезвычайно полезные издания; их тиражи расходились без промедления.

Глубоко вникнув в сложнейшие проблемы развития науки в Сибири и на Дальнем Востоке, и в частности геологии, Ю. А. Косыгин с сотрудниками в 1965 г. в газете «Тихоокеанская звезда» выступил со статьей: «Мы за Дальневосточный центр науки». Статья оказалась пророческой в том смысле, что как только был создан Дальневосточный научный центр, Ю. А. Косыгин переехал в Хабаровск. Было это в 1970 г.; одновременно он был избран действительным членом Академии наук СССР.

Пятнадцать лет академик Ю. А. Косыгин живет и работает в Хабаровске. Давно уже им создан в этом городе известный всей стране Институт тектоники и геофизики ДВНЦ АН СССР, директором которого он бессменно является. Краевые партийные и советские организации существенно помогли Юрию Александровичу в развертывании института и помогают в его развитии, чему способствовали его энтузиазм и авторитет. Академик-коммунист неоднократно избирался депутатом Хабаровского краевого Совета народных депутатов. В 1981 г. он избран членом Хабаровского краевого комитета КПСС.

В хабаровский период Юрий Александрович продолжает исследования по системному анализу структур и по ряду общих проблем тектоники, начатые раньше, но все в большей мере его внимание сосредоточивается на тематике, относящейся к Востоку СССР. Под его редакцией издается целый ряд крупных работ по тектонике, формациям и нефтегазоносности этого региона, и сам он пишет статьи по широкому кругу вопросов геологии и геофизики Тихоокеанского обрамления. В начале 80-х годов руководимый им коллектив дает крупный синтез тектонических знаний о восточной окраине СССР — Тектоническую карту Дальнего Востока и сопредельных районов.

Одновременно Ю. А. Косыгин активно сотрудничает во вновь организованном журнале — «Тихоокеанская геология», заместителем главного редактора которого он является. В этом журнале Юрий Александрович помещает ряд блестящих разборов новых геотектонических концепций.

Научное творчество Ю. А. Косыгина включает и целый ряд публикаций философского, методологического содержания. К их числу относятся статьи о положении геологии среди других наук, философских проблемах геологического времени, соотношении физического и геологического времени, структуре геологической науки, методологических проблемах тектоники и др. Некоторые из упомянутых работ публиковались в журнале «Вопросы философии».

Несколько лет назад о Ю. А. Косыгине была опубликована статья под заголовком — «Крупнейший тектонист Сибири». Это верно, но справедливость требует добавить к этим словам — «и Дальнего Востока».

Научные, педагогические и организационные заслуги акад. Ю. А. Косыгина высоко оценены Советским правительством. В 1981 г. ему присвоено высокое звание Героя Социалистического Труда. Он награжден двумя орденами Ленина, двумя орденами Трудового Красного Знамени, орденом «Знак Почета». За участие в Великой Отечественной войне он награжден орденами Отечественной Войны II степени и Красной Звезды, а также многими медалями.

Вот уже 22 года как Ю. А. Косыгин является членом бюро Междуведомственного тектонического комитета и редколлегии журнала «Геотектоника», с момента учреждения обеих организаций. Оба коллектива горячо и сердечно поздравляют Юрия Александровича с его славным юбилеем и желают ему здоровья и новых больших творческих достижений на благо нашей великой Родины.

Междуведомственный тектонический  
комитет  
Редколлегия журнала  
«Геотектоника»

## ВИКТОР АВГУСТОВИЧ ШВОЛЬМАН НЕКРОЛОГ

25 июня 1985 г. после тяжелой болезни скончался Виктор Августович Швольман, ученый секретарь Межведомственного тектонического комитета, старший научный сотрудник сектора тектоники Геологического института АН СССР, кандидат геолого-минералогических наук.

Безвременная кончина В. А. Швольмана глубокой скорбью отозвалась в сердцах всех, кто был связан с ним по работе, кто знал его как геолога и человека.

В. А. Швольман родился 24 октября 1929 г. в Москве. В 1948 г. он окончил среднюю школу, с 1949 по 1953 г. служил на Северном флоте, а в 1954—1959 гг. учился на геологическом факультете Московского государственного университета. С августа 1959 г. он стал сотрудником лаборатории региональной тектоники Геологического института АН СССР, в котором проработал до последних дней жизни.

Научная деятельность В. А. Швольмана в основном была связана с изучением структуры и геологической истории Памира. В результате своих многолетних полевых исследований он опубликовал монографию о тектоническом развитии Памира в меловое и палеогеновое время, которую защитил в 1972 г. в качестве кандидатской диссертации. В этой монографии было показано своеобразие тектонического развития Памира и значение в формировании его структуры процессов тектонического скупивания и покровообразования с участием меловых и палеогеновых отложений, установлено широкое проявление на Памире молодого вулканизма, гранитоидного магматизма и метаморфизма, обоснована принадлежность всего Памира к Альпийской складчатой области.

В последующие годы В. А. Швольман занимался корреляцией эффузивного и интрузивного магматизма с основными стадиями становления континентальной земной коры в Альпийской складчатой области. Проводя эти исследования настойчиво и целеустремленно, он обнаружил на Памире реликты палеоокеанических структур Мезотетиса. Анализ материалов по Северному Памиру и Афганистану привел его к выводу о формировании континентальной земной коры на Северном Памире и в Гиндукуше в триасе, а южнее — в мелу и раннем кайнозое.

Последние годы жизни В. А. Швольман посвятил изучению тектоники и истории развития Гималаев. В этот интереснейший регион он совершил несколько поездок, результаты которых нашли отражение в ряде статей, опубликованных в нашей стране и за рубежом.

В. А. Швольман был активным участником программы сотрудничества между Геологическим институтом АН СССР и Институтом геологии Гималаев имени Вадия в г. Дехрадуне и всемерно способствовал успешному развитию научных связей между советскими и индийскими геологами, укреплению дружбы между учеными двух стран.

Важное место в научной деятельности В. А. Швольмана занимало участие в проводившихся в Геологическом институте АН СССР работах по составлению тектонических карт. Он был одним из составителей тектонической карты Евразии масштаба 1 : 5 000 000 (1966), для которой подготовил авторский макет по территории Филиппин. Кроме того, он участвовал в составлении макетов по Гималайскому, Афгано-Памирскому и Аравийскому регионам. В. А. Швольман принял участие также в составлении авторского макета тектонической карты Альпийской складчатой области как части тектонической карты Северной Евразии (1979).

Научно-исследовательскую работу В. А. Швольман успешно сочетал с активной научно-организационной деятельностью. С 1976 г. он был ученым секретарем специализированного ученого совета по защите диссертаций при Геологическом институте АН СССР, а с 1979 г. — ученым секретарем Межведомственного тектонического комитета. За многолетнюю безупречную работу В. А. Швольман был награжден медалью «Ветеран труда».

Будучи одаренным исследователем и обладая незаурядными организаторскими способностями, В. А. Швольман неизменно добивался больших успехов во всех областях своей деятельности. Авторитет В. А. Швольмана в научном мире был всегда заслуженно высоким.

Виктор Августович был человеком широкой души и большого сердца, щедрым на доброту к людям, доброжелательным и отзывчивым, чутким и деликатным, человеком большого личного обаяния и самых высоких нравственных качеств. Это был человек большой культуры, с широким кругом интересов. Он живо интересовался вопросами истории и архитектуры, литературы и нумизматики, был большим знатоком и тонким ценителем изобразительного искусства. Все это вызывало к нему чувства самого искреннего уважения и глубокой симпатии.

В расцвете сил ушел из жизни талантливый ученый, замечательный человек. Светлую память о Викторе Августовиче Швольмане навсегда сохранят все, кто с ним работал, кто его знал.

*И. В. Архипов, А. А. Белов, В. В. Белоусов, Р. Г. Гарецкий,  
В. И. Коваленко, Ю. А. Косыгин, Л. И. Красный, П. Н. Кропоткин,  
М. С. Марков, Е. Е. Милановский, А. А. Москаевский, А. В. Пейве,  
Ю. М. Пуцаровский, С. В. Руженцев, С. Д. Соколов, В. Е. Хаин,  
Н. А. Штрейс, А. Л. Яшин*

Цена 1 р. 40 к.  
Индекс 70228

## В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ «НАУКА»

готовятся к печати:

**Имаев В. С. ТЕКТОНИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ СЕЙСМИЧНОСТИ ЮЖНОЙ ЯКУТИИ.** 8 л. 1 р. 20 к.

В книге на основании специальных структурно-геологических наблюдений по тектонической трещиноватости и зонам главных разрывных нарушений реконструировано поле тектонических напряжений в мезозойско-кайнозойских структурах Южной Якутии. Дано физическое объяснение зональности полей тектонических напряжений, приводятся численные расчеты величины избыточного бокового стресса. Составлена карта неотектоники Южной Якутии.

Издание предназначено для специалистов в области сейсмогеологии, неотектоники, тектонофизики.

**Малышев Н. А. РАЗЛОМЫ ЕВРОПЕЙСКОГО СЕВЕРО-ВОСТОКА СССР В СВЯЗИ С НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬЮ.** 10 л. 1 р. 60 к.

Приведены результаты изучения роли разломов в формировании и размещении месторождений нефти и газа. Рассмотрены причины избирательной приуроченности скоплений углеводородов в Печорском нефтегазоносном бассейне. Выявлены участки, благоприятные для обнаружения новых залежей углеводородов, и даны рекомендации по выбору направлений геолого-геофизических и поисково-разведочных работ на нефть и газ.

Книга рассчитана на специалистов в области тектоники и нефтегазоносности.

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

480091 Алма-Ата, 91, ул. Фурманова, 91/97; 370005 Баку, 5, Коммунистическая ул., 51; 320093 Днепропетровск, проспект Ю. Гагарина, 24; 734001 Душанбе, проспект Ленина, 95; 664033 Иркутск, ул. Лермонтова, 289; 252030 Киев, ул. Пирогова, 4; 277012 Кишинев, проспект Ленина, 148; 343900 Краматорск, Донецкой области, ул. Марата, 1; 443002 Куйбышев, проспект Ленина, 2; 197345 Ленинград, Петрозаводская ул., 7; 220012 Минск, Ленинский проспект, 72; 117192 Москва, В-192, Мичуринский проспект, 12; 630090 Новосибирск, Академгородок, Морской проспект, 22; 620151 Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137; 700187 Ташкент, ул. Дружбы народов, 6; 450059 Уфа, 59, ул. Р. Зорге, 10; 720001 Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42; 310078 Харьков, ул. Чернышевского, 87.

Геотектоника, 1986, № 1



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

70228

ВАЛДЭВОЙ В С

ОСТРОВИТЯНОВА 17-1-116

В-447