

ISSN 0016-853X

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ТЕОТЕКТОНИКА

2

ИЗДАТЕЛЬСТВО НАУКА·1989

СОДЕРЖАНИЕ

Берковский А. Н., Вревский А. Б., Колий В. Д., Крестин Е. М., Лобач-Жученко С. Б., Малюк Б. И., Рыбаков С. И., Сиворонов А. А., Чекулаев В. П. Основные черты строения и развития архейских зеленокаменных поясов фундамента Восточно-Европейской платформы	3
Бочкарев В. В., Карстен Л. А. Современная и палеотектоническая позиция раннегеосинклинальных комплексов севера Урала	12
Валасис А. Г., Горностаев Б. А. Проблема байкалитид и рифейский комплекс полуострова Канин и Северного Тимана	22
Кориневский В. Г. Палеозойские офиолиты Южного Урала	34
Разницын Ю. Н., Трофимов В. В. Тектоническое скупивание океанической коры в зоне разлома Зеленого мыса (Центральная Атлантика)	45
Вольевский Б. С., Вольевский И. С., Исмагилов Д. Ф., Коган Л. И., Москаленко В. Н., Шлезингер А. Е. Структура основания Черноморского глубоководного бассейна	57
Буртман В. С. Кинематика Аравийского синтаксиса	67
Лучицкая М. В., Рихтер А. В. Тектоническая расслоенность метаморфических образований Ганальского блока (Камчатка)	76
Карцев А. А., Матусевич В. М., Яковлев Ю. И. Связь аномально низких пластовых давлений с рифтогенными зонами Сибири	86
Лукина Н. В. Четвертичные движения по разломам юго-западного фланга Байкальской рифтовой зоны	89
Шерман С. И., Днепровский Ю. И. Поля тектонических напряжений Байкальской рифтовой зоны	101
Красный Л. И., Зубарев С. Э. О тектоническом аспекте понятия «шельф»	113

Рецензии

Белостоцкий И. И., Белов А. А. Рецензия на статью С. И. Дотдугева «О покровном строении Большого Кавказа»	121
Марк Соломонович Марков	124
Игорь Вениаминович Архипов	127

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

MARCH — APRIL

MOSCOW

№ 2, 1989

CONTENTS

Berkovsky A. N., Vrevsky A. B., Koliy V. D., Krestin Ye. M., Lobach-Zhuchenko S. B., Maluck B. I., Rybakov S. I., Sivoronov A. A., Chekulaev V. P. Main features of the composition and development of Archean greenstone belts in the East-European platform foundation	3
Bochkaryov V. V., Karsten L. A. Recent and paleotectonic position of early geosynclinal complexes in the Urals	12
Valasis A. G., Gornostay B. A. Baikalides and the Riphean complex in the Kanin peninsula and North Timan	22
Korinevsky V. G. Paleozoic ophiolites in South Urals	34
Raznitsyn Yu. N., Trofimov V. V. Oceanic crust tectonic merging in the fault zone in Cabo Verde (Central Atlantic)	35
Volvovsky B. S., Volvovsky I. S., Ismagilov D. F., Kogan L. I., Moskalenko V. N., Shlezinger A. Ye. The basement structure of the Black Sea deep-water basin	57
Burtman V. S. Kinematics of the Arabian complex	67
Luchitskaya M. V., Rikhter A. V. Tectonic layering of metamorphic formations in the Ganal block (Kamchatka)	76
Kartsev A. A., Matusevich V. M., Yakovlev Yu. I. The relation of anomalously low rock pressures to rift zones of Siberia	86
Lukina N. V. Quaternary movements along faults in south-west flank of the Baikalian rift zone	89
Sherman S. I., Dneprovsky Yu. I. Tectonic stress fields in the Baikalian rift zone	101
Krasny L. I., Zubarev S. E. On the tectonics aspect of the conception «shelf»	113

Reviews

Belostotsky I. I., Belov A. A. Review of the article by S. I. Dotduev «On the nappe structure of the Greater Caucasus»	121
Mark Solomonovich Markov	124
Igor Veniaminovich Arkhipov	127

УДК 551.71 : 551.24(47)

**БЕРКОВСКИЙ А. Н., ВРЕВСКИЙ А. Б., КОЛИЙ В. Д.,
КРЕСТИН Е. М., ЛОБАЧ-ЖУЧЕНКО С. Б., МАЛЮК Б. И.,
РЫБАКОВ С. И., СИВОРОНОВ А. А., ЧЕКУЛАЕВ В. П.**

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СТРОЕНИЯ И РАЗВИТИЯ АРХЕЙСКИХ ЗЕЛЕНОКАМЕННЫХ ПОЯСОВ ФУНДАМЕНТА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Наряду с хорошо изученными архейскими зеленокаменными поясами щитов рассматриваются и пояса, выделенные по геофизическим данным под осадочным чехлом. Многие из них изучены бурением. Подавляющая часть поясов участвует в строении гранит-зеленокаменных областей. Специфические геофизические характеристики позволяют наметить в фундаменте платформы крупнейшие гранит-зеленокаменные области. Отмечается их приуроченность к меридиональной оси платформы.

Рассмотрены общая геологическая позиция архейских зеленокаменных поясов, их стратиграфия и формационный состав, метаморфизм и деформации. На основе сравнительного анализа наиболее изученных поясов Карелии, КМА и Украины обсуждаются вопросы тектоники и эволюции этих структур.

ВВЕДЕНИЕ

Подавляющая часть архейских зеленокаменных поясов в ассоциации с разделяющими их полями гранитоидов участвует в строении гранит-зеленокаменных областей, представляющих собой крупные тектонические элементы литосферы поперечником в первые сотни и протяженностью до многих сотен километров, четко обособляющиеся в геофизических полях.

В фундаменте Восточно-Европейской платформы гранит-зеленокаменные области известны на Балтийском (Карельская) и Украинском (Среднеприднепровская) щитах, а также на Воронежском кристаллическом массиве (Курская). Для них характерны пониженные магнитные и гравитационные поля, соответствующие основной массе слагающих их гранитоидов. На этом пониженном фоне выступают обширные изометрические низкоградиентные максимумы магнитного и гравитационного полей, обусловленные гетерогенностью гранитоидов, а также сеть интенсивных локальных аномалий линейного характера, связанных с супра-крустальными комплексами.

Указанные особенности геофизических полей позволяют проследить продолжение Карельской и Среднеприднепровской гранит-зеленокаменных областей на склонах щитов под осадочным чехлом, установить границы Курской гранит-зеленокаменной области (рис. 1).

Кроме того, по геофизическим данным можно наметить Верхневолжскую, Северо-Двинскую, Латгальскую и Токмовскую гранит-зеленокаменные области. Выделению этих областей не противоречат данные по скважинам.

Гранит-зеленокаменные области имеют форму овалов, выделяющихся среди гранулитогнейсовых, гнейсовых и гнейсо-сланцевых областей (см. рис. 1). Границы областей далеко не всегда имеют четкое выражение, что объясняется [6] протерозойской переработкой комплексов, т. е. вторичностью многих ныне существующих границ гранит-зеленокаменных областей.

Особое положение занимают архейские зеленокаменные пояса на Кольском полуострове, где они располагаются на периферии территории развития пород кольской серии, представляющей гранулитогнейсовую область

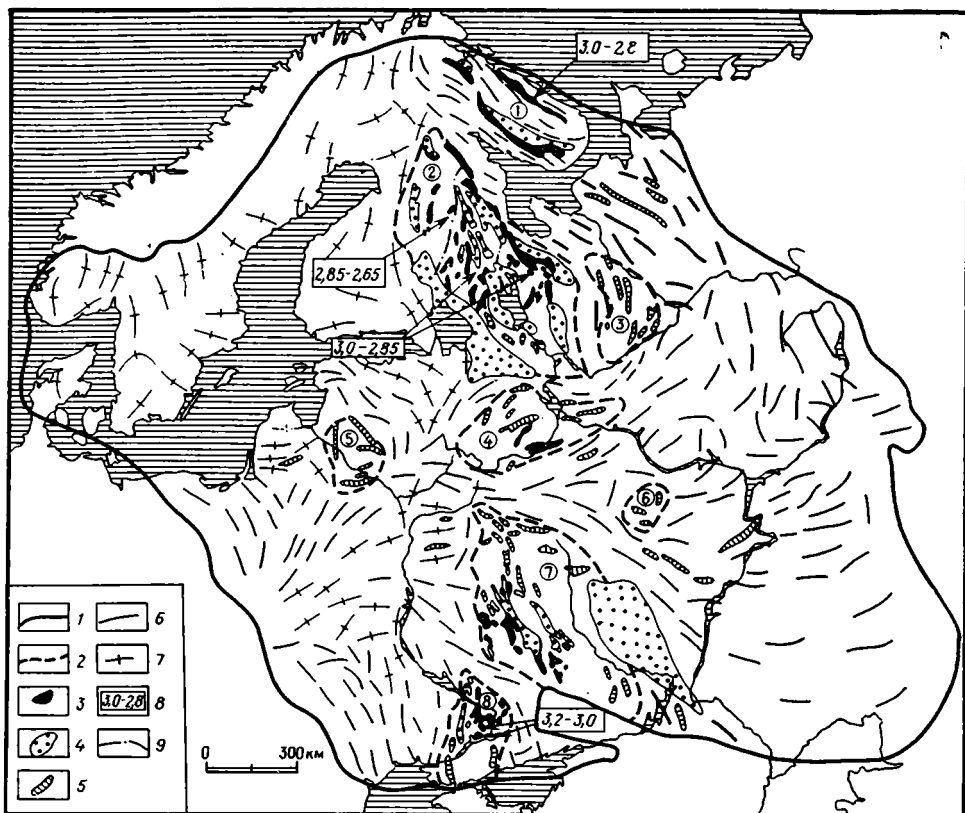


Рис. 1. Зеленокаменные пояса в общей структуре фундамента Восточно-Европейской платформы

1 — границы Восточно-Европейской платформы; 2 — границы гранит-зеленокаменных областей; 3 — архейские зеленокаменные пояса; 4 — протерозойские образования в пределах гранит-зеленокаменных областей; 5 — комплексы пород типа 3 и 4, выделенные по геофизическим данным; 6, 7 — простираения основных структур: 6 — гранулитогнейсовых областей, 7 — гнейсовых и гнейсо-сланцевых областей; 8 — возраст вулканических зеленокаменных поясов, млрд. лет; 9 — границы структурно-формационных зон. Цифры в кружках: 1 — зеленокаменные пояса Кольского полуострова; 2—8 — гранит-зеленокаменные области: 2 — Карельская, 3 — Северо-Двинская, 4 — Верхневолжская, 5 — Латгальская, 6 — Токмовская, 7 — Курская, 8 — Среднеприднепровская

Все выявляемые в фундаменте платформы гранит-зеленокаменные области, а также область развития зеленокаменных поясов Кольского полуострова (см. рис. 1) располагаются вблизи субмеридиональной оси платформы, что позволило ранее [3, 10] высказать предположение об их принадлежности к единой суперструктуре. Вопрос о взаимосвязи гранит-зеленокаменных областей между собой тесно связан с решением проблемы о соотношении гранит-зеленокаменных и разделяющих их гранулитогнейсовых областей. Однако уже сейчас увеличивается количество геологических фактов, позволяющих предполагать, что Кольская и Карельская, а также Среднеприднепровская и Курская области на раннем этапе эволюции представляли единые структуры.

Геологическая характеристика зеленокаменных поясов. В пределах Кольского мегаблока выделяются субширотные протяженные зеленокаменные пояса, сложенные существенно вулканогенными и ассоциирующими с ними интрузивными породами. Верхняя возрастная граница зеленокаменного комплекса определяется прорывающими его гранитоидами с возрастом 2,7—2,6 млрд. лет, а также перекрывающими карельскими образованиями. О нижней границе комплекса можно судить по отсутствию в зеленокаменных породах раннеархейских деформаций, выделяемых в инфракомплексе, и по несогласиям, выраженным присутствием

базального гнейсо-конгломератового горизонта. Зеленокаменные пояса имеют в целом линейный рисунок, который иногда нарушается в соответствии с границами частично реоморфизованных в позднем архее блоков фундамента (Терская, Аллареченская, Каскамская структуры) и крупных диапировых интрузий гранитоидов. Палеотектоническая реконструкция положения зеленокаменных поясов выявляет зоны северо-западного простираения, которые совпадают с современными границами наиболее крупных сегментов коры — Мурманского, Центрально-Кольского, Терско-Енского [4].

Для Карельской гранит-зеленокаменной области характерно наличие многочисленных зеленокаменных структур, протяженность которых колеблется от первых километров (центральная часть области) до 200—300 км (краевые зоны) при ширине от первых сотен метров до 50—60 км. Глубинность зеленокаменных структур, по геофизическим данным, не превышает 5—7 км. Цепочечное расположение наиболее крупных реликтовых структур подчеркивает линейный характер первоначальных вулканических поясов, что подтверждается также приуроченностью к этим зонам поясов гипербазитов, реликтов эруптивных центров, наибольшими мощностями вулканитов.

Зеленокаменные структуры по своему пространственному положению и особенностям геологического развития объединяются в пояса: Сумозерско-Кенозерский, Южно-Выгозерский, Парандовско-Тикшозерский, Ведлозерско-Сегозерский, Гимольско-Костомукшский, Иломантси-Ялонваара-Тулос, Кухмо-Суомуссалми [11]. Гнейсо-гранитные ареалы, разделяющие зеленокаменные пояса, различаются составом слагающих их пород и геологической историей, что находит отражение в геофизических полях [8]. Различия в строении гнейсо-гранитных ареалов и соответственно в характере магнитных полей частично обусловлены различиями составов супракристалльных пород, за счет которых они образовались. Так, характер магнитного поля Западной Карелии обусловлен повсеместно встречающимися небольшими включениями метаморфических пород, литологически соответствующих гимольской метасадочной серии [1], в то время как в ареалах типа Ондозерского блока местами присутствуют небольшие эрозионно-тектонические останцы вулканогенно-осадочных и вулканогенных пород [15], залегающих на переработанных древних гранитоидах. Характерной особенностью Карельской гранит-зеленокаменной области является очень сильная переработка пород инфраструктуры. В настоящее время всего лишь в нескольких участках удалось обнаружить гнейсы и гранитоиды, сохраняющие изотопные датировки, более древние, чем полученные для вулканитов зеленокаменных поясов [7].

Распределение зеленокаменных поясов Курской гранит-зеленокаменной области [5] контролируется Алексинско-Криворожским и Михайловско-Белгородским разломами. Самый крупный Михайловско-Белгородский пояс протягивается более чем на 400 км в северо-западном направлении при ширине от 5 до 25 км. Распологающийся западнее Сторожевско-Борисовский пояс имеет дугообразную форму и сочленяется с Михайловско-Белгородским. В западной части области развита серия изолированных синклинальных структур субмеридионального направления, объединяемых в Суджанский пояс. С зеленокаменными поясами тесно ассоциируются массивы гранодиоритов и плагиогранитов, вытянутые вдоль границ поясов. Зеленокаменные пояса и сопряженные с ними гранитоиды разделены гнейсами и плагиогранит-мigmatитами, рассматриваемыми в качестве комплекса фундамента.

Зеленокаменный комплекс Среднеприднепровской гранит-зеленокаменной области слагает ряд значительных по объему синклинозных структур с глубиной залегания подошвы до 9 км, образующих на западе Базавлукский, а на востоке — Конкско-Белозерский зеленокаменный пояс. Между ними располагается изолированная Сурская структура. Зеленокаменные пояса имеют генеральное субмеридиональное простираение, хотя Чертомлыкская и Сурская структуры меняют ориентировку. Для

этой области характерны крупные массивы тоналитов и микроклиновых гранитов.

Стратиграфия и формационный состав зеленокаменных поясов. В строении разрезов зеленокаменных поясов [11, 13] участвуют два различных по составу комплекса: существенно вулканогенный (собственно зеленокаменный) и залегающий на нем часто с четким несогласием и конгломератами в основании осадочный или вулканогенно-осадочный (гимольская серия, белозерская свита и др.). В строении вулканогенного комплекса принимают участие коматииты, толеитовые базальты, вулканииты среднего и кислого состава. Толеитовые базальты составляют от 40 до 80% разрезов. Пачки вулканиитов нередко отделены в разрезе горизонтами осадков, что может свидетельствовать о дискретном характере вулканизма. Об этом же свидетельствует и анализ формационного состава зеленокаменных поясов, результаты которого приведены на рис. 2. Формационный состав зеленокаменного комплекса представлен шестью формационными типами. Общим для всех поясов является присутствие коматиит-толеитовой породной ассоциации, а также преобладающая гомодромная тенденция эволюции вулканизма. В то же время отдельные зеленокаменные пояса или структурно-формационные зоны различаются между собой набором формаций и их типов.

Метаморфизм и деформации. Устанавливаются сложность и неравномерность проявления структурно-метаморфической переработки зеленокаменных комплексов и ее очевидная связь с процессами ультраметаморфизма, реоморфизма и диапиризма гранитоидов фундамента [12]. Это обусловило преимущественно зональный характер метаморфических и структурных преобразований, причем последние в значительной мере явились следствием разрастания (увеличения в объеме) гнейсо-гранитов и привели к существенной, а часто и к кардинальной перестройке первичных форм залегания вулканических серий. Наблюдаемые различия в структурно-метаморфических преобразованиях как в пределах одной области, так и в разных областях определяются масштабами и интенсивностью процессов ультраметаморфизма в гранитоидных ареалах, а также характером (полициклическим или моноциклическим) эндогенного развития [3].

Для Карельской и Курской гранит-зеленокаменных областей, а также для поясов Кольского полуострова устанавливается полициклическое проявление эндогенных процессов. Соответственно здесь сложно и неоднократно метаморфизованы и деформированы зеленокаменные комплексы с переходами от преобладающих высокоградиентных режимов к режимам умеренных и повышенных давлений. Наблюдаемая в Приднестровье относительно слабая структурная перестройка и степень метаморфизма супракрупных пород зеленокаменных структур находятся в соответствии с одноактным проявлением эндогенных процессов и с более слабой переработкой фундамента в гнейсо-гранитных ареалах.

Сравнительный анализ гранит-зеленокаменных областей. Современная земная кора всех областей характеризуется близкими значениями мощности (30—45 км). Минимальные мощности (до 30 км) приурочены, как правило, к центральным частям областей. Значительные утолщения коры (до 50 и даже 68 км) имеются только в западной части Средне-приднепровской гранит-зеленокаменной области. Общей особенностью являются максимальные (до 17—18 км) мощности гранитно-ультраметаморфического слоя, создающие общий отрицательный фон гравитационного поля. Подошва частных зеленокаменных структур располагается на глубинах 4—6 км, и только в редких случаях она предполагается на глубинах до 9 км, что позволяет говорить о примерно одинаковой глубине эрозионного среза.

Геохронологические данные по зеленокаменным поясам указывают на позднеархейский (2,7—3,2 млрд. лет) возраст слагающих их вулканиитов и на асинхронность их образования. Так, наиболее ранний вулканизм (3,2—3,0 млрд. лет) обнаружен в Среднем Приднестровье, самый поздний (2,8—2,6 млрд. лет) — в Западной Карелии и Восточной Финляндии;

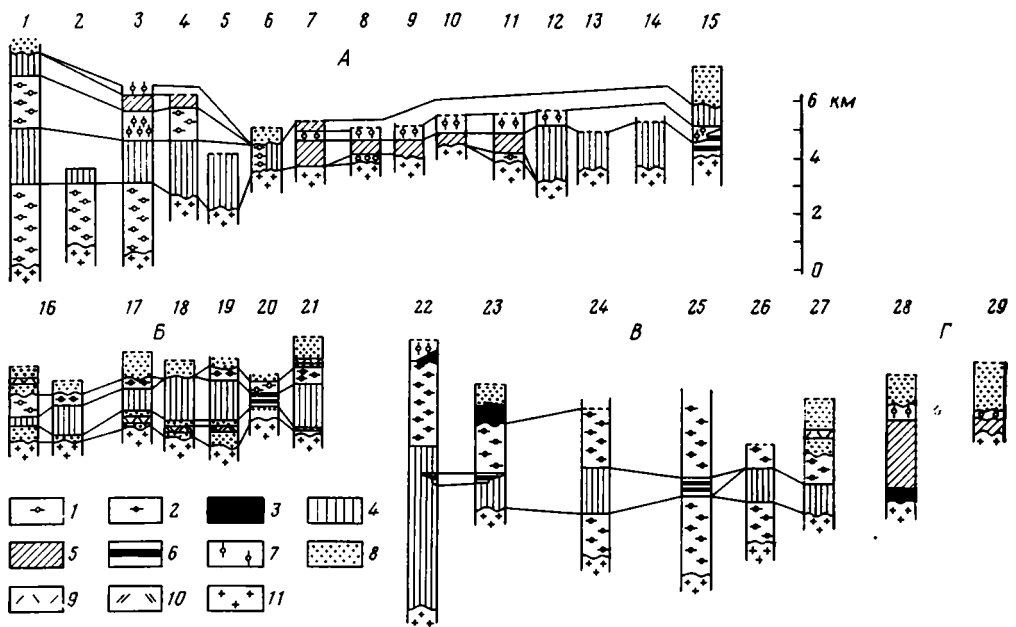


Рис. 2. Схема строения и корреляция ассоциаций пород (формаций) зеленокаменных структур Карелии (А), Кольского полуострова (Б), Среднего Приднепровья (В) и КМА (Г)

1—7 — формации: 1 — андезитово-дацитовая, 2 — дацито-андезитово-толеитовая (нерасчлененная), 3 — коматитовая, 4 — коматитово-толеитовая, 5 — толеитовая, 6 — джеспилито-толеитовая, 7 — дацито-риолитовая (риолитовая для структуры 29); 8 — метаосадочные толщи (нередко с полимиктовыми конгломератами в основании); 9 — кислые вулканиты в осадочных толщах; 10 — средние и основные вулканиты в осадочных толщах; 11 — гранитоиды (ремобилизованный фундамент). Структуры: 1 — Суомуссалми, 2 — Ялонваарская, 3 — Хаутаваарская, 4 — Койкарско-Корбозерская, 5 — Палаламбинская, 6 — Остерская, 7 — Бергаульская, 8 — Парандово-Надвоицкая, 9 — Восточно-Идельская, 10 — Тунгудская, 11 — Кожозерская, 12 — Токшинская, 13 — Каменноозерская, 14 — Шилосская, 15 — Костомукшская, 16 — Полмос-Поросозерская, 17 — Каскамская, 18 — Аллареченская, 19 — Примандровская, 20 — Заимандровская, 21 — Терская, 22 — Сурская, 23 — Верховцевская, 24 — Чертомлыкская, 25 — Конкская, 26 — Софиевская, 27 — Белозерская, 28 — Михайловско-Белгородский пояс, 29 — Петровско-Волотовский пояс

вулканизм Кольского полуострова, Центральной и Восточной Карелии имеет промежуточный возраст — 3,0—2,85 млрд. лет.

Зеленокаменные пояса формировались на энциалическом фундаменте, что доказывается геологическими данными — составом базальных метаосадочных пород в Кольском регионе и в Западной Карелии, а также геохимическими и петрологическими особенностями кислых и средних вулканитов [3].

Метаморфические и гранитоидные образования фундамента зеленокаменных поясов характеризуются преобладанием минеральных ассоциаций амфиболитовой фации. В составе фундамента кольских поясов преобладают, а в других — отмечаются в отдельных районах гранулитовые минеральные ассоциации. Фундамент кольских поясов и Курской гранит-зеленокаменной области отличается также широким развитием супракрасталльных образований. Различия в строении фундамента отражают в основном степень его переработки позднеархейскими и раннепротерозойскими процессами. Наиболее обширная переработка имела место в Карелии, в результате чего гнейсо-гранитные ареалы оказались сложными преимущественно ультраметаморфическими позднеархейскими гранитоидами. Эти процессы затронули здесь и зеленокаменные пояса, в отличие от Среднеприднепровской и Курской областей, где процессы ультраметаморфизма в зеленокаменных комплексах либо вовсе не проявлены, либо имеют локальный характер.

Сравнительная характеристика вулканизма зеленокаменных поясов фундамента Восточно-Европейской платформы

Гранит-зеленокаменная область		Зеленокаменный пояс или структурно-формационная зона	Площадь структур, км ² (средняя—в числителе, вариации — в знаменателе; в скобках — число крупных структур)	Мощность вулканитов, м		Коэффициент фемичности, а/б	Наличие известково-щелочного инициального вулканизма	Присутствие структур с бимодальным вулканизмом
название	площадь, км ²			основных + ультраосновных (а)	кислых + средних (б)			
Кольская	75 000	Полмос-Поросозерский пояс	900 (1)	1000—1500	300—500	3,3—3,0	—	—
		Терско-Аллареченский	$\frac{1800}{800-1600}$ (4)	1900—2500	300—800	6,3—3,1	+	+
Карельская	125 000	Восточно-Карельская зона	$\frac{400}{200-700}$ (4)	1750	440	3,9	—	+
		Центрально-Карельская	$\frac{45}{3-270}$ (10)	2500	1600	1,2	+	—
		Западно-Карельская	490 (1)	2500	200	12,5	—	+
		Восточно-Финляндская	$\frac{80}{60-100}$ (3)	2500			+	—
Курская	35 000	Восточная	$\frac{374}{60-1400}$ (7)	2500	400	6,2	—	+
		Западная	$\frac{98}{36-350}$ (2)	Нет данных	Нет данных	Нет данных	Нет данных	Нет данных
Среднеприднепровская	30 000	Северная	372	6000	1220	5	—	+
		Центральная зона	$\frac{187-487}{}$ (6)	5000	3100	1,6	+	—

Во всех областях на современном срезе зеленокаменные комплексы занимают менее 10%. Наибольшая площадь, занятая зеленокаменными породами, располагается в Карелии, что опережается в основном наличием здесь крупнейшего Сумозерско-Кенозерского зеленокаменного пояса. Чрезвычайно сильно варьируют размеры частных зеленокаменных структур (таблица); многочисленные мелкие структуры характерны для Центральной и Западной Карелии. Различия между областями выявляются и при сравнении разрезов зеленокаменных структур. Прежде всего обращает на себя внимание уменьшение с юга на север мощности разрезов и увеличение в них роли осадочных пород. На Украине осадочные члены разреза располагаются над коматиит-толеитовой формацией, а на севере, особенно на Кольском полуострове, они приурочены не только к верхним, но и к нижним частям разрезов (см. рис. 2). По набору формаций, определяющих основные особенности разрезов зеленокаменных структур, ближе всего Среднеприднепровская и Карельская области. Они характеризуются значительным разнообразием коматиит-толеитовых формаций. Мощность коматиит-толеитовых серий максимальна в Среднеприднепровский обл., где она достигает 7 км. Особенностью Среднего Приднепровья является также широкое развитие джеспилит-толеитовой формации, тогда как в Западно-Карельской зоне железистые кварциты развиты главным образом в верхней терригенной части разреза.

Сравнение характера эндогенных процессов в гранит-зеленокаменных областях показало, что наблюдаются определенные закономерности в проявлении вулканизма, структурно-метаморфических преобразований зеленокаменных комплексов, процессов ультраметаморфизма и кислого интрузивного магматизма. Наблюдаемый полициклический характер структурно-метаморфических преобразований в кольских поясах, Карельской и в меньшей степени в Курской гранит-зеленокаменных областях сочетается, с одной стороны, с интенсивным неоднократным региональным ультраметаморфизмом пород фундамента, а с другой,— что принципиально важно, с неоднократным проявлением основного вулканизма (включая протерозой), наследующего по существу те же структуры. В Среднеприднепровской гранит-зеленокаменной области вулканизм практически одного временного уровня сочетается с моноциклическим метаморфизмом зеленокаменных пород и ультраметаморфизмом в гнейсо-гранитных ареалах. При этом выявляется обратная зависимость между интенсивностью ультраметаморфических преобразований и масштабами позднеархейского кислого интрузивного магматизма. В Курской и особенно в Среднеприднепровской областях широко развиты интрузии плагиогранитов (салтыковский комплекс, массивы Сурский, Кудашевский и др.), которые по занимаемой ими площади соизмеримы с зеленокаменными породами (Курская обл.) или превышают их (Среднеприднепровская). Особенностью строения последней является также присутствие крупных (до 600 км²) постскладчатых массивов микроклиновых гранитов, в то время как на Кольском полуострове и особенно в Карелии эти массивы меньше по размерам и по количеству.

Отмеченные особенности указывают на увеличение с юга на север длительности развития структур и степени их структурно-метаморфической переработки.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В настоящее время большинством исследователей зеленокаменные пояса сопоставляются с рифтами [2, 16, 18 и др.]. Однако по формационному составу супракрустальных комплексов они существенно отличаются от типичных континентальных рифтов, которым в целом свойственны известково-щелочной и щелочной магматизм, широкое развитие осадочных пород, отсутствие коматиитов. По форме же и масштабам проявление вулканизма архейские зеленокаменные пояса наиболее близки эпиорогенным рифтовым зонам провинции Бассейнов и Хребтов запада США [17], но и при сравнении с этим регионом принципиальные

различия весьма существенны. Если для континентальных рифтов проявление гранитоидного магматизма — достаточно редкое исключение (пример — грабен Осло), то формирование зеленокаменных поясов сопряжено во времени и в пространстве с мощнейшим в истории Земли этапом гранитообразования.

При разработке модели развития зеленокаменных поясов необходимо учитывать аномально высокий термальный режим, характерный для гранит-зеленокаменных областей, обусловленный, вероятнее всего, подъемом мантийных диапиров. По-видимому, именно динамикой мантийного диапиризма объясняются особенности того или иного зеленокаменного комплекса. При этом главенствующее значение имеет масштаб растяжения и степень раздвига земной коры, а возможно, и всей литосферы.

Приведенные материалы позволяют разделить зеленокаменные пояса Восточно-Европейской платформы на две большие группы. В первую группу входят пояса Восточно- и Западно-Карельской зон, а также Курской обл., для которых в целом характерен бимодальный вулканизм, максимальная фемичность разрезов (см. таблицу), однородный, примитивный характер базит-ультрабазитовых формаций.

Вторую группу поясов составляют пояса Кольского полуострова, Центральной Карелии, Восточной Финляндии и Среднего Приднепровья. Для них характерен мультимодальный состав вулканитов, наличие структур с инициальным андезито-дацитовым вулканизмом, преобладание в отдельных случаях кислых и средних эффузивов над основными — ультраосновными.

Содержание редкоземельных элементов в коматиитах позволило показать [3] различия в составе древней мантии — ее деплетированность в отношении несовместимых элементов в случае бимодальных (фемических) поясов по сравнению с мультимодальными.

Можно предполагать, что установленная гетерогенность связана с динамикой роста мантийного диапира. В зеленокаменных структурах фемического профиля имел место быстрый рост диапира, что привело к более интенсивным процессам плавления и разуплотнения мантийного субстрата и как следствие — к интенсивному растяжению коры с образованием каналов быстрого поступления коматиитовых и толеитовых магм.

Для второго типа поясов можно предполагать, что рост мантийного диапира происходил медленно. Это привело к сильному разогреву коры (особенно нижних ее частей) и возникновению внутрикоровых магматических очагов, где происходило как образование средних — кислых вулканитов, так и фракционирование базит-ультрабазитовых расплавов.

Дальнейшее развитие гранит-зеленокаменных областей, связанное с процессами восстановления изостатического равновесия, привело к подъему (всплыванию) межпоясовых сиалических блоков. Этот процесс сопровождался в условиях высокого термального режима процессами ультраметаморфизма и плавления корового субстрата, в результате чего возникли обширные гранито-гнейсовые и мигматитовые поля, а в ряде случаев — довольно крупные (Среднее Приднепровье и КМА) массивы тоналито-плагиогранитного, а затем и гранитного состава. Масштаб проявления интрузивного кислого магматизма связан, по-видимому, со скоростью всплывания сиалических блоков. Так, погружение более тяжелых зеленокаменных структур Среднего Приднепровья вызвало более быстрое поднятие сиалических блоков и более экстенсивное плавление корового вещества в результате декомпрессионно — диссипативного механизма [4] и как следствие — широкое развитие массивов плагио- и плагиомикроклиновых гранитов.

Процессы ультраметаморфизма (особенно интенсивная микроклинизация) и плавление привели к разуплотнению межпоясовых блоков, в результате чего дальнейшее развитие зеленокаменного пояса происходило в обстановке сжатия, чаще всего имеющего неравномерный характер (что нередко выражено в структурной асимметрии зеленокаменного пояса).

Если на стадии формирования вулканических серий зеленокаменные пояса сопоставимы по геодинамическому режиму с рифтовыми зонами, то на второй стадии (сжатие, складчатость, гранитный диапиризм) сходны с геосинклинальными зонами.

Это позволяет присоединиться к представлению Е. Е. Милановского о том, что «архейские зеленокаменные пояса совмещают черты строения и развития, свойственные как рифтовым, так и эвгеосинклинальным зонам фанерозоя, и могут в определенной мере рассматриваться как „общий предок“ этих различных типов фанерозойских структур» [9, с. 172].

Литература

1. Геология и петрология гранито-гнейсовой области юго-западной Карелии/Ред. Кратц К. О./Л.: Наука, 1969. 226 с.
2. Грачев А. Ф., Федоровский В. С. Зеленокаменные пояса докембрия: рифтовые зоны или островные дуги?//Геотектоника. 1980. № 5. С. 3—24.
3. Зеленокаменные пояса фундамента Восточно-Европейской платформы (геология и петрология вулканитов)//Ред. Лобач-Жученко С. Б. Л.: Наука, 1988. 212 с.
4. Земная кора восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1978. 230 с.
5. Крестин Е. М. Докембрий КМА и основные закономерности его развития//Изв. вузов. Геология и разведка. 1980. № 3. С. 3—18.
6. Лобач-Жученко С. Б., Абрамович И. И., Вревский А. Б. Тектономагматические и геофизические индикаторы геодинамического режима в раннем докембрии//Эндеогенные режимы формирования земной коры и рудообразования в раннем докембрии. Л.: Наука, 1985. С. 59—70.
7. Лобач-Жученко С. Б., Бибилова Е. В., Левченков О. А., Пушкарев Ю. Д. Геохронология восточной части Балтийского щита//Методы изотопной геологии и геохронологическая шкала. М.: Наука, 1986. С. 77—134.
8. Лобач-Жученко С. Б., Чекулаев В. П., Берковский А. Н. Гнейсо-гранитные ареалы Карелии//Проблемы эволюции докембрийской литосферы. Л.: Наука, 1986. С. 153—163.
9. Милановский Е. Е. Рифтогенез на древних платформах//Континентальный и океанский рифтогенез. М.: Наука, 1985. С. 168—190.
10. Рыбаков С. И., Куликов В. С., Чекулаев В. П. и др. Перспективы рудоносности архейских зеленокаменных поясов фундамента Восточно-Европейской платформы//Геология и перспективы рудоносности фундамента древних платформ. Л.: Наука, 1987. С. 367—372.
11. Рыбаков С. И., Светова А. И., Куликов В. С. и др. Вулканизм архейских зеленокаменных поясов Карелии. Л.: Наука, 1981. 154 с.
12. Сиворонов А. А., Бобров А. Б., Малюк Б. И. Морфологические типы раннедокембрийских зеленокаменных структур Среднего Приднепровья (Украинский щит)//Геотектоника. 1984. № 5. С. 22—37.
13. Сиворонов А. А., Колий В. Д., Смоголюк А. Г. Метаморфизованная дацит-андезит-толеитовая формация Конкской зеленокаменной структуры (Украинский щит)//Геол. журн. 1986. № 1. С. 83—94.
14. Шкодзинский В. С. Эволюция фазового состава и генезис гранитной магмы//Геохимия. 1981. № 1. С. 45—61.
15. Шипцов В. В., Скорнякова Н. И. Серые гнейсы района оз. Ондозеро (Центральная Карелия) как один из компонентов раннеархейских образований земной коры//Природные ассоциации серых гнейсов архея. Л.: Наука, 1984. С. 157—163.
16. Anhaeusser C. R. The Barberton Mountain Land, South Africa — a guide to the understanding of the Archean geology of Western Australia//Geol. Soc. Aust. Spec. Publ. 1971. V. 3. P. 103—119.
17. Eaton G. P. The Basin and Range Province: origin and tectonic significance//Ann. rev. Planet. Sci. 1982. V. 10. P. 409—440.
18. Hunter D. R. Crustal development in the Kaapvaal craton. I//The Archean. Precamb. Res, 1974. V. 1. P. 259—294.

Институт геологии и геохронологии докембрия
АН СССР, Ленинград, 199034

Поступила в редакцию
4.V.1987

УДК 551.24(234.85)

БОЧКАРЕВ В. В., КАРСТЕН Л. А.

**СОВРЕМЕННАЯ И ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ
РАННЕГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ КОМПЛЕКСОВ СЕВЕРА УРАЛА**

В статье приводятся новые данные об аллохтонном залегании метаморфизованных пород и руд лагортинского комплекса из зоны Главного Уральского глубинного разлома севера Урала. Сравнение химизма ортопород с раннегеосинклинальными магматическими образованиями эвгеосинклинальной области позволило установить среди них перемещенные метаморфизованные аналоги вулканитов терригенно-спилит-диабазовой, кремнисто-спилит-диабазовой, спилит-кварц-альбитофировой и андезит-базальтовой формаций, а также рудные пироксениты и габбро качканарского типа.

Раннегеосинклинальные базальтоидные и габброидные комплексы с характерной для них рудной специализацией (медные колчеданы, титаномагнетиты, благородные металлы) определяют металлогенический облик Урала как крупной медно- и железорудной провинции. Данные о распространенности и тектонической позиции этих магматитов, их автохтонном или аллохтонном залегании являются основой регионального металлогенического прогноза. Особенно возрастает ценность этих данных для относительно слабо изученных, но активно осваиваемых районов севера Урала.

Крайние западные выходы раннегеосинклинальных базальтоидных пород известны в зоне Главного Уральского глубинного разлома. Здесь выделен лагортинский комплекс [10], включающий раннеордовикские осадочно-вулканогенные образования терригенно-спилит-диабазовой и кремнисто-спилит-диабазовой формаций [1, 7] и предположительно более молодые вулканиты спилит-кварц-альбитофировой и андезит-базальтовой формаций. Выходы метаспоров лагортинского комплекса в виде прерывистой полосы прослежены от западной оконечности гипербазитового массива Рай-Из на Полярном Урале до северного обрамления Хорасюрского габбро-гипербазитового массива на Приполярном Урале, т. е. на расстоянии более, чем 500 км (рис. 1, 2).

Крайние восточные выходы раннегеосинклинальных ордовикских и силурийских спилитов и габбро установлены в низовьях р. Хараматолоу, в пределах Хойлатинского блока, и в верховьях р. Войкар, где они представляют комплексы параавтохтона офиолитовых пластин и крупные останцы фундамента среди магматитов наложенного девонского вулканоплутонического пояса [14].

По заданному контакту выходов раннегеосинклинальных базальтоидных вулканитов в настоящее время проводится граница существенно различных металлогенических провинций севера Урала, его палеоконтинентального и палеоокеанического секторов [8, 10, 11]. Однако представления о характере этой границы, тектонической позиции и распространенности потенциально колчеданосных вулканитов различны. Существует мнение, что выходы раннегеосинклинальных метаморфизованных вулканитов к западу от гипербазитовых массивов автохтонны, что они представляют собой палеоокеанический сектор севера Урала и потенциально колчеданосны [8]. Альтернативная гипотеза предполагает аллохтонный характер залегания метабазитов, совмещение в узкой протяженной зоне серии тектонических блоков, чешуй, сложенных раннегеосинклинальными ортопородами, исходно различными по формационной принадлежности и рудоносности. Известные в этой зоне массивные и вкрапленные колчеданные руды также слагают тектонические аллохтонные блоки [10, 14].

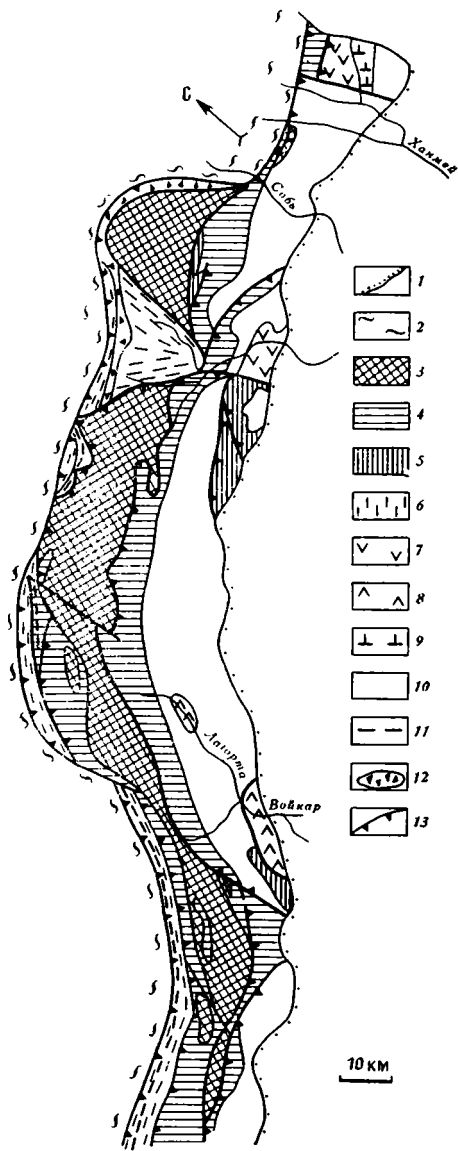


Рис. 1

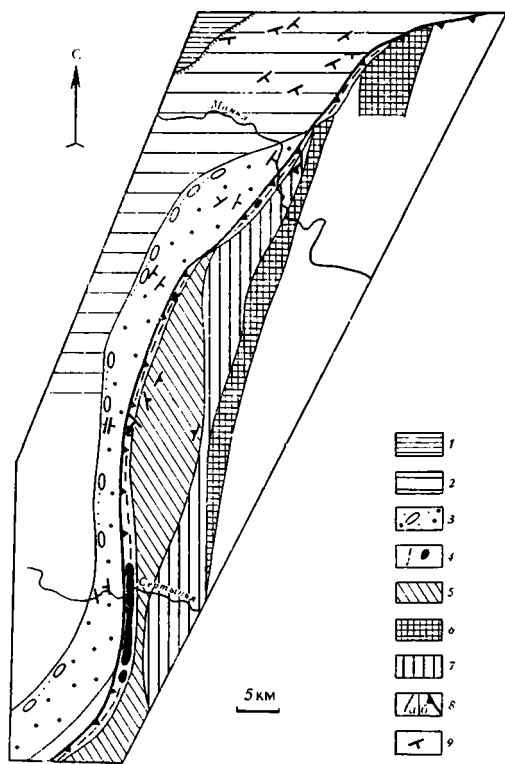


Рис. 2

Рис. 1. Схема распространения раннегеосинклинальных комплексов Полярного Урала (составлена Р. Г. Язевой, В. В. Бочкаревым)

1 — контур мезозойско-кайнозойских отложений Западно-Сибирской равнины, 2 — палеозойские отложения континентального склона вместе с докембрийскими блоками, 3 — гипербазиты; 4 — пироксениты, эвкритовые габбро, гранатовые амфиболиты, габбро-амфиболиты, плагиомигматиты, параллельные дайки диабазов, 5 — пироксениты, амфиболовые габбро, габбро-нориты с титаномагнетитовым оруденением, 6 — раннегеосинклинальный лагортинский комплекс, 7 — терригенно-спилит-диабазовая формация (O_2), 8 — спилит-кварц-альбитофирная формация (S_2), 9 — андезит-дацитовая формация (S_2-D_1), 10 — комплексы вулканоплутонического пояса (D), 11 — зоны глаукофановых сланцев, 12 — серпентинитовый меланж, 13 — шарьяжи, надвиги и прочие разломы

Рис. 2. Тектоническая схема восточного склона Приполярного Урала (составлена В. Н. Пучковым, Л. А. Карстен, В. Р. Шмелевым)

1—3 — палеоконтинентальный сектор Урала: 1 — няртинский метаморфический комплекс (PRt), 2 — хальмерьюская терригенная формация (кварцит-аркоз-сланцевая, R?), 3 — польвинский рифтогенно-батиальный комплекс Зилаиро-Лемвинской структурно-фациальной зоны (Pz_{1-2}); 4—7 — палеоокеанический сектор Урала: 4 — лагортинский комплекс в зоне меланжа (Pz_{1-2}), 5 — комплексы платиноносной ассоциации, 6 — комплексы альпинотипной ассоциации, 7 — габбро-диорит-диабазовый комплекс, нерасчлененный; 8 — стратиграфические и тектонические контакты (a), Главный Уральский глубинный разлом (б); 9 — элементы залегания

Возможности прямых геологических сопоставлений ортопород лагортинского комплекса с типовыми уральскими раннегеосинклинальными образованиями для выяснения их формационной природы ограничены в связи с сильным динамометаморфизмом, свойственным зоне Главного Уральского глубинного разлома. Породы здесь метаморфизованы в зеленосланцевой фации при повышенных давлениях, отмечаются зоны бластомилонитизации, где в ортосланцах по основным эффузивам появляется глаукофан. Первичные структуры вулканитов и габбро сохраняются не часто. В таких условиях практически единственную объективную информацию могут дать сведения о геохимических особенностях метавулканитов и метагаббро, о содержаниях в них стабильных и некогерентных элементов-примесей [15].

Новые данные о геологической позиции и геохимии ортопоруд лагортинского комплекса зоны Главного Уральского разлома однозначно свидетельствуют об аллохтонном залегании и его полиформационном характере.

Наблюдаемые контакты раннегеосинклинальных осадочно-вулканогенных пород с нижележащими толщами и перекрывающими габброидами офиолитовых аллохтонов повсеместно тектонические. На севере описываемого района (гора Шлем, руч. Нырдовоменшор) контактовые зоны лагортинского комплекса представляют собой зоны меланжа. Будинированные обломки, глыбы гарцбургитов, дунитов, хромитовой руды, жадеититов, кварцитов, родингитов, спилитов, диабазов, кварцевых альбитофиров, амфиболовых сланцев погружены в серпентинитовый цемент [2]. Зоны меланжа отделяют выходы аподиабазовых зеленых сланцев от гипербазитового массива Рай-Из и от терригенно-кремнистых отложений лемвинских фаций. Вдоль западного обрамления Войкаро-Сыньинского гипербазитового массива вулканогенно-кремнистые отложения лагортинского комплекса, залегающие в аналогичной геологической позиции, прослежены в виде узкой непрерывной полосы [10]. В бассейне рек Тыкотлова, Грубею западный контакт вулканогенно-кремнистых (лагортинских) толщ, трассируемый мелкими телами серпентинитов, под разными углами счет простираения отложений копцельской (Prt), грубеинской (O₁) свит и парусшорской толщи (R?). Далее к югу на протяжении около 100 км, в районе Хулгинского выступа (Неркаюский тектонический блок), метаморфизованные эвгеосинклинальные комплексы отсутствуют, а еще южнее они следятся практически непрерывной полосой от р. Лэмпую на севере до р. Сертынья. Их западный контакт представляет собой зону меланжа, мощность которой здесь составляет от 50 до 150—200 м. В разрезе появляются мелкие тела серпентинитов (1—300 м мощностью), мощные зоны дробления, милонитизации. В более крупных серпентинитовых массивах отмечаются блоки, обломки кремней, аповулканогенных и апогаббровых сланцев, нередко интенсивно хлоритизированных, актинолитизированных и альбитизированных. Отмечаются участки оталькования, родингитизации внутри серпентинитовых тел.

Восточный контакт лагортинского комплекса также представляет собой зону мелкоглыбового меланжа. Для него характерно присутствие глаукофановых сланцев, мощных зон дробления, серпентинизации, эпидотизации и карбонатизации.

Орто- и парапоруды лагортинского комплекса совместно с габбро-гипербазитовыми пластинами Рай-Изского и Войкаро-Сыньинского массивов, с массивами Салатимского пояса, маркируя зону Главного Уральского глубинного разлома, представляют собой серию крупных линзовидных тектонических блоков (мегамеланж). Невыдержанность разрезов по простираению, мелкие тела серпентинитов, сопровождающие отложения комплекса практически по всему интервалу, маломощные зоны серпентинитового мелкоглыбового меланжа, описанные в районе горы Шлем, на реках Лэмпую, Тарыгья, Сертынья, Щекурья, где комплекс хорошо обнажен, подтверждают это предположение.

Характерной чертой комплекса является преобладание в его составе

Компо- ненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂ , %	51,94	48,74	59,21	54,94	45,84	47,76	49,63	46,80	42,14
TiO ₂	1,55	1,14	0,96	0,74	3,08	1,42	0,70	0,11	0,70
Al ₂ O ₃	14,57	16,98	14,29	15,35	13,45	16,01	15,75	19,10	20,00
Fe ₂ O ₃	2,75	2,59	2,51	1,84	2,53	4,18	1,58	1,23	4,13
FeO	8,56	5,81	7,20	6,38	10,33	8,17	7,52	6,58	9,98
MnO	0,19	0,14	0,22	0,16	0,25	0,15	0,15	0,06	0,26
MgO	4,59	6,95	2,97	8,06	6,20	4,73	6,73	9,17	6,61
CaO	6,72	8,65	5,22	3,08	9,68	7,98	7,87	13,70	12,07
Na ₂ O	5,74	3,52	3,35	5,45	2,13	2,94	4,36	1,00	1,08
K ₂ O	0,10	0,11	0,32	0,84	0,86	0,10	0,11	0,29	0,16
P ₂ O ₅	0,27	0,16	—	0,10	0,22	0,24	0,07	0,01	0,31
П. п. п.	1,64	4,24	3,36	3,12	4,43	—	—	1,82	2,64
Rb, г/т	Не обн.	Не обн.	—	12	—	2	3	3	Не обн.
Sr	314	264	—	57	81	148	150	279	467
Cr	46	446	—	50	110	10	229	133	—
Ni	26	199	—	40	80	10	84	138	—
Co	15	44	—	24	40	30	23	47	—
V	416	251	—	300	300	260	308	129	—
Zr	125	125	—	50	180	145	41	26	—
Y	35	28	—	15	33	66	21	4	—

Примечание. Лагортинский комплекс: 1 — палеобазальт (р. Грубею), 2 — палеобазальт (р. Кок-Пела), 3 — кератоспилит (руч. Грубешор), 4 — андезитобазальт (р. Шекурья), 5 — апогаббровый милонит (р. Сертынья); Войкарская зона: 6 — спилит, O₂ (р. Хараматолоу), 7 — спилит, S₂ (среднее из 28 проб, войкарский комплекс), 8 — габбро офиолитовой ассоциации (р. Лагорта-Ю), 9 — габбро-норит (Хойлатинский блок).

вулканогенно-кремнистых метапород. Для его разрезов свойственно тесное «переслаивание» метавулканитов (преимущественно основного состава) и плитчатых фтанитов или углисто-кремнисто-глинистых сланцев. Вулканиты превращены в эпидот-актинолит-хлоритовые, пироксен-амфибол-хлорит-эпидотовые, хлорит-актинолит-альбитовые, серицит-хлорит-актинолит-альбитовые полосчатые сланцы, которые в зонах максимальных тектонических напряжений содержат светлый маложелезистый глаукофан (до 20% объема породы). Преобладающими структурами ортосланцев являются порфиروبластовая, нематогранобластовая, милонитовая, пойкилобластовая. О первичной лавовой или пирокластической природе ортосланцев свидетельствуют редкие реликты спилитовой, гналопилитовой, фельзитовой структур, а также обломочные и флюидалные текстуры, которые сохраняются в менее рассланцованных, кливажированных блоках-будинах среди тонких сланцев близкого состава. По наличию реликтовых полнокристаллических диабазовых структур выделяются жильные фации. Кроме метавулканитов среди зеленых ортосланцев удалось выявить милониты по крупнокристаллическим пироксеновым габбро и рудным пироксенитам, сходным с аналогичными породами Платиноносного пояса. В отличие от обычных аповулканогенных зеленых сланцев в этих породах отмечается большое количество хрупко раздробленных кристаллов клинопироксена, сфена (лейкоксена) и апатита, а также их сростков. На фоне кластических агрегатов выделяются порфиробласты клиноцоизита (до 1 см в диаметре), развивающиеся, вероятно, по пироксену. В виде идиоморфных включений (до 1—2 мм) внутри клиноцоизитовых порфиробласт отмечается апатит.

По химическому составу среди аповулканогенных сланцев лагортинского комплекса выделяются апобазальтовые и апоандезитобазальтовые (реже аподацитовые) разности (таблица). Это существенно натриевые породы, которые по характеру вариаций FeO/MgO в зависимости от кремнекислотности отвечают толеитовым сериям (рис. 3). Содержания TiO₂, показательные при определении формационной принадлежности палеобазальтов [13], варьируют в широких пределах; преобладают относительно высокие их значения (1,1—2%), свойственные вулканитам инициальных терригенно-спилит-диабазовой и кремнисто-спилит-диабаз-

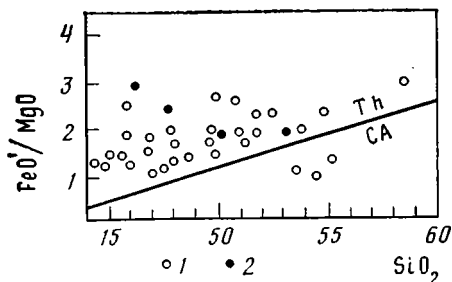


Рис. 3

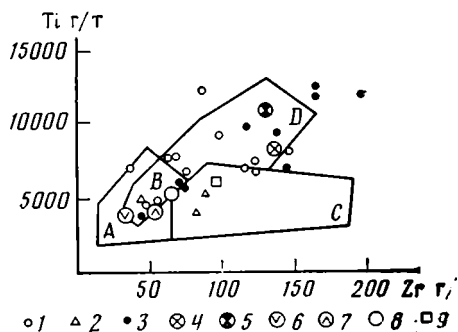


Рис. 4

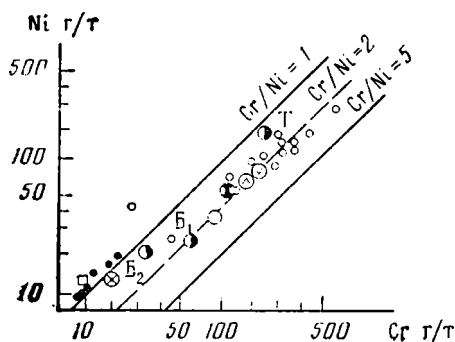


Рис. 5

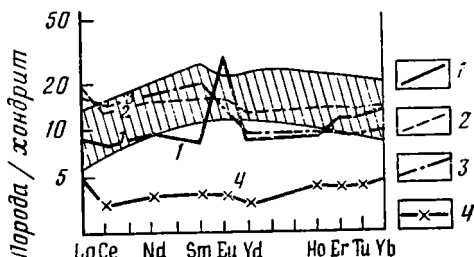


Рис. 6

Рис. 3. Диаграмма FeO'/MgO — SiO_2 для метавулканитов и габбро лагортинского комплекса (1) и ордовикских спилитов Войкарской зоны (2). Сплошная линия разделяет поля толеитовых (Th) и известково-щелочных (CA) составов [17]

Рис. 4. Диаграмма Ti—Zr для палеобазальтов 1—спилиты лагортинского комплекса, 2—андезитобазальты лагортинского комплекса, 3—ордовикские спилиты Войкарской зоны; 4—9—средние составы уральских базальтовых комплексов [15]: 4—поляковский, 5—мугоджарский, 6—войкарский, 7—валенторский, 8—карамалыташский, 9—именновский. Буквами обозначены поля: А—низкокалийевых толеитов островных дуг, С—известково-щелочных базальтов, D—океанических базальтов, В—поле перекрывающихся составов [18]

Рис. 5. Диаграмма Ni—Cr для палеобазальтов Усл. обозн. см. рис. 4. Т—толеиты срединно-океанических хребтов, Б₁—толеитовые базальты островных дуг, Б₂—базальты известково-щелочных серий [6]

Рис. 6. Нормированные по хондриту составы РЗЭ в палеобазальтах 1—спилит из лагортинского комплекса (руч. Грубешор), 2—спилит, О₂, руч. Ханмейшор (Войкарская зона), 3—спилит, О₂, р. Хараматолу (Войкарская зона), 4—спилит, S₂, р. Войкар. Заштриховано поле составов океанических толеитов [12]

зовой формаций Урала. На дискриминационной диаграмме Ti—Zr, предложенной Пирсом и Канном [18], фигуративные точки метабазальтов лагортинского комплекса располагаются преимущественно в поле океанических толеитов (D), частично — в поле низкокальциевых островодужных толеитов, подобно колчеданоносным валенторскому и карамалыташскому комплексам Тагило-Магнитогорской зоны (рис. 4). Высокие содержания сидерофильных элементов Cr, Ni, Co также свидетельствуют о большом сходстве с океаническими толеитами и с относительно высокохромистыми силурийскими палеобазальтами спилит-кварц-альбито-фировой формации (рис. 5). Часть проанализированных метавулканитов бедна Cr и Ni подобно палеобазальтам терригенно-спилит-диабазовой формации. По содержаниям иттрия и циркония в метавулканитах лагортинского комплекса также выявляются довольно широкие вариации, свойственные как типично океаническим толеитам, так и толеитам ост-

ровных дуг. Как все натриевые толеитовые породы, описываемые вулканиты характеризуются крайне низкими содержаниями Pb (чаще менее 3 г/т) и Sr (в среднем 220 г/т, при вариациях от 40 до 330 г/т).

В ордовикских зеленых сланцах, обнаженных в долине руч. Грубешор (Полярный Урал), определен состав РЗЭ, г/т: La — 2,53; Ce — 6,27; Pr — 2,26; Nd — 5,91; Sm — 1,65; Eu — 2,38; Gd — 3,49; Dy — 9,45; Ho — 0,63; Er — 2,60; Tm — 0,52; Yb — 2,88; Y — 13,38. Характер фракционирования лантаноидов (очень слабое накопление цериевых земель, высокие содержания иттрия) свойствен низкокалиевым толеитам островных дуг и внутренних морей [16]. По содержаниям и особенностям фракционирования РЗЭ, т. е. наиболее «консервативным» параметрам химического состава, грубешорские метавулканиты практически аналогичны ордовикским палеобазальтам Войкарской зоны (рис. 6).

Часть метавулканитов андезитобазальтового состава (см. таблицу), превращенных в кварц-эпидот-актинолит-хлоритовые, хлорит-актинолит-альбитовые, серицит-хлорит-актинолит-альбитовые сланцы, характеризуется низким значением железомagneйского отношения (см. рис. 3), высокой глиноземистостью (Al_2O_3 до 18%), низкими значениями TiO_2 при относительно высоких концентрациях циркония (см. рис. 4). По этим параметрам они соответствуют производным известково-щелочных серий и относятся, вероятнее всего, к более поздней андезит-базальтовой формации (типа именовского и ирендыкского комплексов Тагило-Магнитогорской зоны).

Апогабровые милониты характеризуются высокими содержаниями TiO_2 и P_2O_5 , низкими содержаниями SiO_2 и относительно повышенной калиевостью (см. таблицу), содержаниями Pb до 5 и Sr до 370 г/т, что несвойственно для габбро войкарской офиолитовой ассоциации [3].

На восточном склоне Полярного Урала (Войкарская зона) выходы раннегеосинклинальных вулканитов по площади резко подчинены перекрывающим и прорывающим их магматитам девонского вулканоплутонического пояса (см. рис. 1).

Инициальную терригенно-спилит-диабазовую формацию представляют осадочные и эффузивные накопления, выявленные в бассейне р. Малый Ханмей и в низовьях г. Хараматолоу. В среднем течении р. Малый Ханмей обнажена однородная по составу спилитовая лавовая толща мощностью более 120 м с хорошо сохранившейся бугристой и подушечной отдельностью. Лавы не рассланцованы, но первичный структурный рисунок в них (афировая, спилитовая, вариолитовая, гиалопилитовая структуры) часто полностью затушеван агрегатом хлорита, эпидота, актинолита. Пирокластические и осадочные разности в составе толщи здесь не установлены. В низовьях р. Хараматолоу спилиты слагают крупные линзовидные блоки-мегабудины среди эпидот-хлорит-актинолитовых сланцев близкого состава и чередуются с пачками углисто-филлитовых парасланцев. Внутри мегабудин рассланцевание не проявлено, поэтому в спилитах хорошо сохранились первичная микроструктура и реликты подушечной отдельности, а вмещающие сланцы смяты в сложные дисгармоничные складки небольшой амплитуды. В составе толщи присутствуют прослойки обломочных пород спилитового состава, а также маломощные и редкие слои узловатых, грубозернистых градационно-слоистых аркозовых песчаников. Возраст вулканитов терригенно-спилит-диабазовой формации датируется средним ордовиком [5].

В петрохимическом отношении ордовикские спилиты восточного склона Полярного Урала представляют собой высокотитанистые (TiO_2 1,4—2,2%), низкоглиноземистые (Al_2O_3 14—16%) породы. Им свойственны равномерно низкие содержания Sr и Ni (см. рис. 5), стабильные концентрации Co и V на уровне кларка. Это безрубидиевые и низкостронциевые эффузивы (100—150 г/т) с высокими содержаниями Zr (120—200 г/т) и Y (25—85 г/т). На диаграмме Ti—Zr (см. рис. 4) фигуративные точки их составов ложатся в поле океанических толеитов. Для РЗЭ также характерен близкий к океаническому тип фракционирования с преобладанием группы тяжелых лантаноидов за счет высоких

содержаний иттрия, но с отношением $La/Yb > 1$ (см. рис. 6). Особенности химизма свидетельствуют о том, что ордовикские спилиты восточного склона Полярного Урала обладают признаками океанических толеитов (уровень концентраций K, Ti, Pb, Sr, Zr), но отличаются от них очень низкими содержаниями сидерофильных элементов, характером фракционирования редких земель, а геологически — ассоциацией с большими объемами тонкого терригенного материала, в том числе с песчанистыми осадками, близкими к аркозовым. Это позволяет сопоставить их с базальтами внутренних морей, а из уральских комплексов — с палеобазальтами терригенно-спилит-диабазовой формации обрамления Платиноносного пояса Тагильской зоны и с поляковским комплексом Магнитогорской зоны.

Вулканиты спилит-кварц-альбитофировой формации (войкарский спилитовый комплекс) обнажены в верховьях р. Войкар и по р. Лагорте (восточной) и представляют собой останцы вмещающих пород в девонском тоналитовом батолите [14]. Размеры наиболее крупного блока-останца в долине р. Войкар составляют 4×10 км. В составе комплекса преобладают спилитовые лавы, разделенные маломощными плащами гялокластитов. Возраст их условно определен как верхнесилурийский (по залеганию под фаунистически датированным вулканогенным флишем), но может быть и более древним — нижнесилурийским. Спилиты миндалекаменные, афировые, лишь под микроскопом в них удастся выявить плагиофировые и пироксенофировые разности, а также кератоспилиты. Метаморфические изменения отвечают пренит-пумпеллиитовой фации. Рассланцевание в лавах отсутствует.

К поздним проявлениям этой же формации предположительно относятся выходы кварцевых альбитофиров субвулканического облика (руч. Ханмей-шор, хр. Янас-Тэрэ), а также дайки и лавы базокварцевых альбитофитов, обнаруженные в крупном останце спилитов на р. Лагорте.

Содержания главных породообразующих окислов в спилитах колеблются в следующих пределах: Al_2O_3 — 16—17%, сумма щелочей — 4,5—6%, при K_2O не более 0,5%. Нередки разности с повышенным содержанием кремнезема, соответствующие андезитобазальтам. Силурийские спилиты беднее титаном и железом, иттрием и цирконием, но богаче хромом и никелем в сравнении с ордовикскими (см. таблицу). Как и ордовикские, они характеризуются низкими содержаниями Rb (2—3 г/т), Sr (94—220 г/т) и PЗЭ (см. рис. 6). Судя по содержаниям Rb, Sr, слабому обогащению легкими лантаноидами, соотношениям Cr — Ni, Ti — Zr, войкарские спилиты близки к колчеданосным валенторским комплексом Тагильской зоны и с низкокальциевыми толеитами современных островных дуг. Низкие содержания K, Ti, повышенные — Sr и других сидерофильных элементов, ассоциация с яшмоподобными гидротермалитами, наличие кератоспилитов и характер метаморфизма позволяют отнести комплекс к низам спилит-кварц-альбитофировой формации и положительно оценить его потенциальную рудоносность на колчеданную медь бурибайского и домбаровского типов.

К комплексам фундамента вулканоплутонического пояса принадлежат также плагиолипаритовые и дацитовые экструзии, сваренные туфы и градиционно-слоистые тефроиды кислого состава ($S_2 - D_1$), установленные на крайнем севере района в бассейне р. Малый Ханмей (см. рис. 1). Экструзивно-пирокластическая толща, автохтонно залегающая на ордовикских спилитах (ордовикский возраст предполагается на основании геохимической идентичности с фаунистически датированными спилитовыми лавами бассейна р. Хараматолоу), по вещественному составу и фациальным особенностям обнаруживает большое сходство с нижними частями разреза павдинского андезитодацитового комплекса Тагильской зоны, баймакского и улутауского — Магнитогорской [14].

Габброиды, сходные с описанными в составе аллохтонного лагортинского комплекса западного склона, в автохтонном залегании установлены лишь в нескольких пунктах вдоль границы обнаженных палеозойдов с Западно-Сибирской равниной. Наиболее крупные выходы их известны

северо-восточнее оз. Хойла-Ты и на правобережье р. Нелка-Юган в ее низовьях. Это крупные блоки (6×40 км), сложенные среднезернистыми и пегматоидными амфиболитизированными габбро-норитами с линзами пироксенитов и серпентинизированных дунитов. Наиболее изученный массив горы Бурхойлы сложен битовнитовыми габбро-норитами пегматоидной такситовой текстуры, содержащими до 60% синезеленой роговой обманки с реликтами клинопироксена и до 10—15% крупнокристаллического титаномагнетита, сфена, апатита. По химизму эти меланократовые габбро-нориты (SiO_2 40—46%) заметно отличаются от габброидов, слагающих восточные части Войкаро-Сыньинского офиолитового аллохтона (см. таблицу). В отличие от офиолитовых габбро для рудных габбро-норитов характерны повышенные содержания TiO_2 , P_2O_5 , Sr. Сходные габбро-нориты слагают массив горы Черной к югу от Рай-Изского гипербазитового массива. Сходство габброидов Хойлатинского блока с аналогичными породами Платиноносного пояса Урала, а рудной минерализации в них — с качканарским типом титаномагнетитового оруденения отмечалось и ранее [5]. Нами установлено сходство вмещающих ордовикских метавулканитов, обнаруженных севернее в бассейне р. Хараматолоу с породами обрамления массивов Платиноносного пояса, т. е. полное сходство геологической ситуации. Описанные оруденелые габбро-нориты и ордовикские метавулканиты прорваны девонским тоналитовым плутоном, многочисленными гипабиссальными массивами диоритовых порфиритов, перекрыты нижнесреднедевонской андезитовой пирокластикой, т. е. в значительной мере погребены под образованиями вулканоплутонического пояса, но залегают под ними автохтонно в отличие от блоков сходных пород в составе лагортинского комплекса, сорванных, по-видимому, при движении офиолитовых аллохтонов.

Если судить по особенностям химизма — наиболее объективному из имеющихся критериев для сравнения, то среди метавулканитов лагортинского комплекса присутствуют аналоги и ордовикских, и силурийских палеобазальтов автохтонного основания эвгеосинклиналиного разреза. Значительная часть фигуративных точек лагортинских метавулканитов на дискриминационных диаграммах (см. рис. 4, 5) близка к средним составам силурийских войкарского и валенторского потенциально колчеданоносных спилит-кварц-альбитофировых комплексов. Наличие блоков ордовикских метабазальтов подтверждается не только особенностями их геохимии, но и присутствием нижеордовикской микрофауны в кремнистых прослоях. Сходство ордовикской терригенно-спилит-диабазовой формации с накоплениями спрединговых окраинных морей и отложениями континентальных рифтов красноморского типа позволяет положительно оценивать меденосность этих вулканогенно-осадочных толщ [4].

В настоящее время в полосе метापород лагортинского комплекса известен ряд мелких месторождений и рудопроявлений массивных и вкрапленных сульфидных руд (Нырдовоменшорское, Верхнеелецкое, Грубешорское, Тышорское и др.). Нырдовоменшорское месторождение, расположенное около северо-восточной окраины гипербазитового массива Рай-Из, по геологическому строению очень близко к Карабашскому на Среднем Урале, также приуроченному к зоне Главного Уральского глубинного разлома. В рудных полях этих месторождений изолированные блоки медноколчеданной массивной руды соседствуют с линзами серпентинитов, парасланцев, диабазов, кварцевых альбитофиров и обтекаются зонами мелкоглыбового серпентинитового меланжа. Верхнеелецкое месторождение у западной окраины массива Рай-Из также расположено в мощной зоне серпентинитового меланжа (водораздел руч. Голубого и Лек-вож), но вмещающими породами являются зеленые ортосланцы, идентичные по химизму палеобазальтам кремнисто-спилит-диабазовой формации [9]; в разрезе существенно преобладают первично-осадочные метापороды (карбонатсодержащие углистые, углисто-филлитовые, филлитовые, известковистые парасланцы). В медно-сульфидных и медно-цинковых рудах отмечаются повышенные содержания кобальта, золота, серебра, висмута, кадмия, германия. Аналогичные особенности свойст-

венны Грубешорскому и Тышорскому рудопроявлениям, залегающим в обрамлении Войкаро-Сыньинского гипербазитового массива. Обилие углеродсодержащих и известковисто-терригенных парапород не характерно для медноколчеданных рудных полей уральского типа и более свойственно обстановкам окраинных и межконтинентальных морей.

Таким образом, в сравнительно узкой линейной зоне, на близких расстояниях (первые десятки километров) тектонически совмещены породные и рудные комплексы, формировавшиеся в существенно различных обстановках.

ВЫВОДЫ

1. Выделенный в зоне Главного Уральского глубинного разлома на Полярном и Приполярном Урале раннегеосинклинальный лагортинский комплекс включает аллохтонно залегающие породы терригенно-спилит-диабазовой, кремнисто-спилит-диабазовой, спилит-кварц-альбитофировой и андезит-базальтовой формаций, милонитизированные габбро-нориты с титаномagnetитовым оруденением и медносульфидные руды.

2. Рудные объекты медноколчеданного и титаномagnetитового типа в полосе лагортинского комплекса могут быть значительными в случае сохранности крупных аллохтонных блоков, но поиски их затруднены интенсивным тектоническим скупиванием.

3. Ближайшие выходы аналогичных геосинклинальных магматитов в автохтонном залегании установлены восточнее гипербазитовых аллохтонных пластин, маркирующих зону Главного Уральского глубинного разлома подобно лагортинскому комплексу. Они представляют собой выступы раннепалеозойского фундамента под вулканогенными накоплениями и среди интрузивных пород девонского вулканоплутонического пояса. Среди них выявлены аналоги габбро-норитов Платиноносного пояса и метавулканитов его обрамления, а также возрастные и вещественные аналоги валенторского и павдинского вулканогенных комплексов Тагильской гоны.

4. Альпинотипные гипербазитовые массивы, которые на Среднем Урале расположены восточнее эвгеосинклинальной Тагильской зоны, на Полярном Урале шарьированы далеко на запад, до зоны пассивной континентальной окраины с зилаиро-лемвинскими фациями. Раннегеосинклинальные комплексы тагильского типа оказались у них «в тылу», а частично были сорваны, образовав аллохтонный лагортинский комплекс (мегамеланж) в подошве офиолитовых пластин.

5. Наличие аллохтонных медноколчеданных рудных тел в составе лагортинского комплекса служит косвенным указанием на возможность их нахождения в автохтонном залегании среди соответствующих раннегеосинклинальных вулканитов восточного склона Полярного и Приполярного Урала.

Литература

1. Гессе В. Н. Проявления вулканизма в ордовике на западном склоне Полярного Урала//Геология и полезные ископаемые северо-востока европейской части СССР и севера Урала. Т. 2. Сыктывкар: Коми фил. АН СССР, 1973. С. 309—312.
2. Дергунов А. Б., Казак А. П., Молдаванцев Ю. Е. Серпентинитовый меланж и структурное положение гипербазитового массива Рай-Из//Геотектоника. 1975. № 1. С. 28—34.
3. Ефимов А. А. Габбро-гипербазитовые комплексы Урала и проблема офиолитов. М.: Наука, 1984. 232 с.
4. Ковалев А. А. Мобилизм и поисковые геологические критерии. М.: Недра, 1985. 223 с.
5. Лупанова Н. П., Маркин В. В. Зеленокаменные толщи Собско-Войкарского синклинория (восточный склон Полярного Урала). М.; Л.: Наука, 1964. 176 с.
6. Лутц Б. Е. Геохимия океанического и континентального магматизма. М.: Недра, 1980. 247 с.
7. Маслов М. А. Палеозойские вулканогенные комплексы Лемвинской структурно-формационной зоны//Магматизм и металлогения северо-востока европейской части СССР и севера Урала. Сыктывкар: Коми фил. АН СССР, 1978. С. 14—18.
8. Нефедов В. А., Островский Л. Я. Вулканогенные формации в зоне сочленения Приполярного Урала и Восточно-Европейской плиты//Тектоника, магматизм, метамор-

- физм и металлогения в зоне сочленения Урала и Восточно-Европейской платформы. Свердловск — Миасс: УНЦ АН СССР, 1985. С. 71—72.
9. Попов М. Я. Структурно-тектонические, палеовулканические и вещественные особенности Верхнеуфалейского колчеданного месторождения (Полярный Урал)//Тектонические и палеовулканические условия размещения колчеданных месторождений. Уфа: Баш. фил. АН СССР, 1982. С. 141—142.
 10. Пучков В. Н. К стратиграфии вулканогенно-осадочных толщ Лемвинской зоны (Полярный Урал)//Докембрий и нижний палеозой Урала (Тр. ИГиГ УНЦ АН СССР). Свердловск, 1978. Вып. 135. С. 5—12.
 11. Пучков В. Н., Карстен Л. А., Иванов К. С. Состав и тектоническое положение эколгит-глаукофановых комплексов Приполярного Урала//Докл. АН СССР. 1983. Т. 271. № 3. С. 676—680.
 12. Шиллинг Дж. Г. Эволюция морского дна на основе данных по геохимии редкоземельных элементов//Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М.: Мир, 1973. С. 198—242.
 13. Штейнберг Д. С. О химической классификации эффузивных горных пород//Тр. ИГиГ Урал. фил. АН СССР. Свердловск, 1964. Вып. 72. 106 с.
 14. Язева Р. Г., Бочкарев В. В. Войкарский вулканоплутонический пояс (Полярный Урал). Свердловск: Изд. УНЦ АН СССР, 1984. 159 с.
 15. Язева Р. Г. Геохимические критерии для формационного анализа меденосных комплексов Уральской эвгеосинклинали. Свердловск: Изд. УНЦ АН СССР, 1985. 64 с.
 16. Jakes P., Gill J. Rare earth elements and the island arc tholeiitic series//Earth and Planet. Sci. Lett. 1979. V. 9. P. 17—28.
 17. Miyashiro A. Volcanic rock series in island arc and active continental margins//Amer. J. Sci. 1974. № 2. P. 321—355.
 18. Pearce J. A., Cann J. K. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element geochemistry//Earth and Planet. Sci. Lett. 1973. V. 19. № 2. P. 290—300.

Институт геологии и геохимии
УНЦ АН СССР, Свердловск, 620219

Поступила в редакцию
22.V.1986

УДК 551.72(234.83)

ВАЛАСИС А. Г., ГОРНОСТАЙ Б. А.

**ПРОБЛЕМА БАЙКАЛИД И РИФЕЙСКИЙ КОМПЛЕКС
ПОЛУОСТРОВА КАНИН И СЕВЕРНОГО ТИМАНА**

Данные литолого-формационных структурно-метаморфических и металлогенических исследований указывают на сложное полициклическое развитие супракрустального комплекса рифейд. Первый структурно-метаморфический цикл был обусловлен палеорифтогенным тектоническим режимом. На данном этапе эволюции докембрийского комплекса генерировались осадочные формации, отличные от геосинклинальных, сформировалась панструктура — чешуйчатая моноклираль, произошло внедрение карбонатитов и щелочных габброидов.

Второй цикл связан с эндогенными процессами байкальской тектономагматической активизации, проявившейся в наложенной складчатости, зональном метаморфизме, щелочном магматизме и ультраметаморфизме. Проведенные исследования позволяют отказаться от концепции существования в данном регионе байкальской геосинклинали, а также пересмотреть металлогенические перспективы рифейд.

Проблема байкалид и байкальской складчатости уже неоднократно дискутировалась в литературе. Можно сказать, что к сегодняшнему дню среди исследователей, занимающихся геологией позднепротерозойских образований, выделилось три направления, по-разному трактующие структурно-тектоническую позицию рифейских отложений и, исходя из этого, по-разному определяющие характер завершающего этапа складчатости этих образований.

К первому направлению относятся геологи, которые последовательно [10, 11 и др.] развивают точку зрения о существовании в рифее глобальных геосинклинальных поясов, характеризовавшихся типичным для фанерозойских геосинклиналей тектоническим режимом и набором традиционных формационных рядов, подвергшихся орогенезу и заключительной складчатости на границе протерозоя и палеозоя.

Вторая точка зрения, отстаиваемая Ю. П. Бутовым, А. Н. Занвилевичем и др., состоит в том, что на основании детальных палеонтологических исследований и изучения раннепалеозойского магматизма [2, 4] эти геологи отрицают существование байкальских складчатых сооружений в Прибайкалье (регионе, который, казалось бы, должен быть опорным при изучении байкальских геосинклинальных систем). Комплекс же рифейско-кембрийских отложений, интродуцированных раннепалеозойскими гранитоидами, согласно их данным, относится к раннекаледонским образованиям, подвергшимся в кембрии основному, завершающему этапу складчатости.

И наконец, С. Н. Иванов на основании анализа осадочных, изверженных и метаморфических формаций Урала и Сибири отрицает существование геосинклинальных образований позднепротерозойского возраста и обосновывает рифтогенно-депресссионную природу рифейд, закономерно предшествовавших каледонским геосинклиналям [6—8]. К аналогичному выводу о том, что «на Байкале и в Байкальской горной области в целом байкалиды отсутствуют», пришли С. П. Кориковский и В. С. Федоровский, проводившие структурно-метаморфические и стратиграфические исследования на Патомском нагорье [12, с. 293].

Авторы в процессе геолого-съёмочных работ получили новые данные по геологии рифейских образований п-ова Канина и Северного Тимана, которые позволяют пересмотреть некоторые существующие представления о структурно-тектонической позиции рифейд. Сразу же необходимо отметить, что обсуждаемая проблема не является чисто научной, так

как правильное понимание геологического развития региона и корректная трактовка принадлежности его к тому или иному тектонотипу позволяют верно оценить металлогенические особенности района и более целенаправленно проводить поисковые работы. Именно в таком аспекте авторы постараются представить данные по геологии Северного Тимана и п-ова Канин.

ФОРМАЦИИ РИФЕЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ

Несмотря на то, что исследования докембрийских образований п-ова Канин были начаты еще в 1920 г. Ф. Н. Чернышевым, до настоящего времени не существует формационной схемы десятикилометрового разреза верхнепротерозойских толщ. Авторы предприняли попытку, «снижая метаморфизм», провести формационный анализ первичных отложений. Учитывая неоднозначное толкование различными исследователями термина «геологическая формация», заметим, что в основу формационного расчленения были положены следующие критерии. Формация является объективно существующим геологическим телом, которое характеризуется, во-первых, определенной парагенетической ассоциацией главных членов (литологические разновидности пород); во-вторых, особенностями их взаимоотношений (тип и способ переслаивания); в-третьих, определенными внутренними структурно-текстурными признаками главных членов (слоистость, слойчатость), при этом все признаки должны уверенно выявиться и диагностироваться в поле; формация занимает определенное положение в разрезе, закономерно сменяя по латерали и вертикали одну формацию и замещаясь другой, и характеризуется значительным площадным распространением; развитие формационного ряда генетически связано с эволюцией каждого тектонического этапа и всего тектонического режима в целом. Эмпирически принимается, что мощность формации может составлять 1000 м и более, а мощность не должна быть меньше 300 м.

Основываясь на перечисленных критериях, среди рифейских отложений выделяются снизу вверх по разрезу: терригенно-флишевая формация, мощностью до 4500 м, карбонатно-терригенная формация — более 3000 м и молассоидная формация, мощность которой составляет около 3500 м (рис. 1).

Терригенно-флишевая формация, выделявшаяся ранее [5] как тархановская серия, включает три субформации: терригенного флиша, флишоидно-сланцевую и субформацию карбонатного флиша. Терригенный флиш представлен кварцитосланцевыми и песчано-сланцевыми пачками, характеризующимися переслаиванием циклотем различной мощности (от 0,3 до 1,5 м), для которых характерны косослойчатые алевропсаммитовые основания циклотем и волнисто-слойчатые метапелиты в каждом конкретном многослое. Алевропсаммитовая составляющая слагает в разрезе до 90% циклотемы. Иногда отмечаются механоглифы. Флишоидные

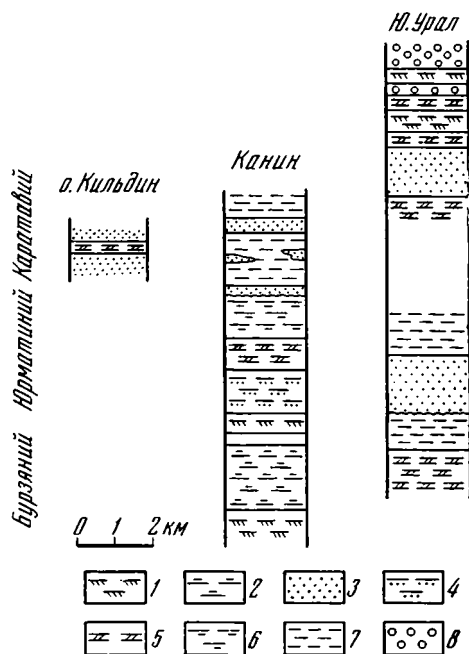


Рис. 1. Формационные ряды рифея (Южный Урал по Б. М. Келлеру [9])
 1, 2 — терригенная формация: 1 — флиш, 2 — флишоидно-сланцевые образования; 3 — фалаховая формация; 4—6 — терригенно-карбонатная формация: 4 — турбидиты, 5 — карбонатно-сланцевые образования, 6 — филлиты; 7 — аспидно-молассоидная формация; 8 — молассы

образования представляют собой метаалевропелитовую толщу, для которой достаточно характерно (но не обязательно) градационное переслаивание алевритистого и пелитового материала; мощность флишеидных циклотем 0,3—0,4 м. Карбонатный флиш аналогичен по структуре терригенному флишу, но циклотемы этой субформации помимо косослойчатых алевропсаммитов и волнисто-слоистых пелитов в качестве главного члена включают и косослойчатые известняки. Характерным тектурным признаком является также обилие внутренних перемылов в основании циклотем. В целом терригенная формация отличается обилием косослойчатых серий, внутренними перемывами, не выдержанными по простиранию мощностями отдельных горизонтов, что все вкуче указывает на нестабильную тектоническую обстановку в период ее генерации.

Описанная формация не может быть отнесена к типичным флишевым образованиям геосинклиналей по следующим признакам: формация залегает в основании рифейского разреза и является фактически базальной; направление косослойчатых серий и ассоциации кластогенных акцессорных минералов однозначно указывает на то, что снос терригенного материала происходил с юго-запада, т. е. со стороны Балтийского щита, но никак не с интрагеосинклинальных поднятий или кордильер; формационный ряд в целом указывает на отсутствие дофлишевого периода осадконакопления в палеобассейне, который обязателен для геосинклиналей [1, 19, 24]. По терминологии М. Реш-Фролло [27], данные образования могут быть определены, как «моласса флишевой фации». Этим термином подчеркивается специфичность подобных базальных отложений.

Карбонатно-терригенная формация, которая вместе с молассоидной формацией выделяется как табуевская серия, также представляет собой парагенетический ряд трех субформаций: турбидитовой, карбонатно-сланцевой и филлитовой. Турбидитовые образования представлены грубослойстой толщей, сложенной градационными многослоями (от 0,05 до 0,5 м): метаалевропсаммиты — метапелиты — линзовидные прослои известняка. Субформация содержит горизонты метапесчаников, не выдержанных по простиранию. В отличие от флиша терригенной формации турбидиты не содержат ни косослойчатых и волнисто-слоистых серий, ни потоковых многослоев; составные элементы турбидитовых циклотем: псаммиты — алевриты — пелиты — известняки — связаны постепенными градационными переходами и в сравнении с элементами флиша имеют в 2—5 раз меньшую мощность. Карбонатно-сланцевая субформация является аналогом первично мергелистых и известковых гидрослюдистых глин. Она характеризуется тонкослойстой текстурой, наличием волнисто-слоистых тонких слоев и серий слоев карбонатно-песчаникового состава, рассеянной вкрапленностью магнетита. Филлиты представляют собой однородную толщу метапелитов со слабо выраженной слоистостью, обусловленной наличием коротких (1—5 м) серий сближенных слоев мощностью до 0,3 м и тонких невыдержанных слоев известняка с характерной вкрапленностью диагенетического пистометиза. Верхние части разреза сильно доломитизированы. Для всей карбонатно-терригенной формации характерно отсутствие какой-либо косой или волнистой слоистости, указывающей на активный гидродинамический режим. Монотонность и выдержанность состава субформаций указывает на стабильную фаціальную обстановку, но широкое развитие турбидитовых образований в основании формации позволяет предположить спорадический, пульсирующий характер поступления терригенного материала.

Молассоидная формация представлена различными метааргиллитовыми, зеленосланцевыми, углистыми и карбонатисто-глинистыми тонкослойстыми толщами, содержащими многочисленные горизонты метапесчаников различной мощности. Для всего разреза формации более характерно регрессивное строение мега- и мезоциклов. Метапесчаные горизонты иногда характеризуются волнистой слоистостью. Углистые сланцы слабо пиритизированы, их слабый метаморфизм позволяет предположить диагенетическую природу пирита. Присутствие в разрезе гори-

зонтов метапесчаников (от 15 до 350 м), содержащих маломощные пачки метаалевролитов и сланцев, является, как отмечалось, отличительной чертой формации. Для метапесчаников характерна горизонтальная слоистость, чередование в разрезе пачек аркозового и кварцевого состава при подчиненном значении последних и достаточно выдержанное площадное распространение при значительных изменениях мощностей. По всей видимости, данные образования представляют собой рудиментарную фалаховую формацию, выделенную Б. М. Келлером [9] в рифейских разрезах Урала и Енисейского кряжа. (Более полно фалаховая формация представлена в разрезах рифея на о-ве Кильдин и п-ове Среднем.) Необходимо отметить, что отличить рифтогенные осадочные формации от геосинклинальных в полевых условиях крайне трудно, так как, как совершенно справедливо отметил Е. Е. Милановский, генерация и тех и других очень часто происходит при «однотипном... кинематическом характере и режиме движений» [17, с. 235].

Однако из приведенного кратко описания формационного ряда рифейских отложений следует, что в разрезе отсутствуют вулканогенные образования и тем более отсутствуют породы, аналогичные формационной триаде Штейнманна или спилитам. Выделенные ранее В. Г. Гецеком [5] пластовые метагабброиды и метавулканогенные породы при детальном литологических, петрохимических и минералогических исследованиях оказались осадочными образованиями. Так, например, «метагабброиды» по петрохимическим характеристикам на реконструктивных диаграммах попадают в поля «перекрытия», но при этом занимают строгую литологическую позицию в разрезах и содержат типичные окатанные терригенные минералы, такие, как циркон, апатит, дистен и др., а «зеленосланцевые вулканогенные» породы на диаграммах А. А. Предовского очень корректно укладываются в поля гидрослюдистых и известковистых глин.

Таким образом, по данным формационных исследований, рифейские отложения не могли формироваться в эвгеосинклинальных условиях, как это предполагал В. Г. Черный [26], а присутствие в разрезе толщ метапесчаников фалаховой формации, которая, по мнению Б. М. Келлера, «является совершенно чужой в миогеосинклинальном ряду формаций» [9, с. 104], ставит под сомнение и геосинклинальную природу рифеид в целом.

МАГМАТИЧЕСКИЕ И УЛЬТРАМЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

В настоящее время не существует сводной работы по магматическим комплексам докембрийского возраста Тимана и Канина. Данные, полученные авторами при геолого-съемочных работах, позволяют выделить два этапа становления плутономагматических образований.

I этап — становление комплексов карбонатитовых и габброидных тел I тектонометаморфического цикла, впоследствии рассланцованных и метаморфизованных в период тектонической активизации региона.

II этап — внедрение эссекситовых долеритов (выделенных впервые Б. А. Мальковым [16]) и габброидов II тектонометаморфического цикла, а также щелочных гранитов, сениитов и пегматитов, завершивших эволюцию и становление рифейского супракрустального комплекса.

В связи с отсутствием надежных палеонтологических определений возраста первично-осадочных толщ большое значение имеют данные радиогеохронологии именно для магматогенных образований. К сожалению, магматические породы I этапа датированы только в единственном случае, что связано с интенсивным наложенным метаморфизмом. Определение возраста диабазов Северного Тимана, секущих метаосадочные породы, было выполнено Б. А. Мальковым [14]. Полученные K—Ar методом значения в 1220 млн. лет (пять определений в интервале 1065—1230 млн. лет) отражают, по мнению Б. А. Малькова и авторов, истинный возраст осадочных пород и секущих их тел. (К аналогичному выводу о возрасте рифейских отложений восточного обрамления Русской плат-

**Результаты определения абсолютного возраста К-Аг-методом различных пород
п-ова Канин и Тимана**

Литературный источник	Анализируемый материал, район	Содержание		Возраст, млн. лет
		К. %	Аг, 10 ⁸ , см ³ /г	
Магматические породы I цикла				
[15]	Диабаз, Тиман	1,03	670	1220±15
[5]	Метадиабаз, Канин	2,805	181,3	770±27
[5]	То же	1,125	45,25	515±26
Метаосадочные породы				
[5]	Метапсаммит, Канин	0,87	54,6	755±42
[5]	Метаалевролит, Канин	0,41	23,1	685±34
[5]	Гнейсы, Канин	4,0	235,35	620±20
[15]	Сланец, Тиман	4,80	113,0	550±25
Магматические и ультраметаморфические породы II цикла				
[5]	Габброид, Тиман	1,29	59,0	560±28
[14]	Эссекситовый долерит, Канин	1,42	333	535
[14]	Сиенит-аплит, Тиман	3,40	770	520
[14]	Камптонит, Канин	2,76	661	546
[5]	Пегматит, Канин	889	366,8	530±18
[5]	То же	12,00	461,5	495±17

формы пришли А. Н. Овчинников с коллегами на основании радиологических исследований магматогенных образований Урала [20].)

Базитовые и гранитоидные породы этапа активизации имеют более обоснованный по количеству определений возраст, варьирующий в интервале 495—660 млн. лет (в табл. 1 приведены некоторые значения абсолютного возраста для различных пород по данным В. Г. Гецена [5] и Б. А. Малькова [14, 15]). Анализ многочисленных радиологических данных разных исследователей показывает, что возраст зонального метаморфизма II этапа, определяемый по метаосадочным и метамагматическим породам, укладывается в интервал 600—750 млн. лет; возраст основных пород этого этапа — 500—600 млн. лет, а возраст гранитов и пегматитов лежит в интервале 480—550 млн. лет. Несмотря на неоднозначность этих цифр, можно предполагать, что они отражают действительную эволюцию эндогенных процессов в данном регионе: региональный метаморфизм — становление основных пород — появление гранитоидных образований.

Для магматических комплексов Тимана и Канина характерно прежде всего присутствие карбонатитовых тел, метаморфизованных вместе с вмещающими породами в этап активизации. Интересны петрохимические особенности магматитов в целом. Основные породы характеризуются повышенной титанистостью (содержание TiO составляет 1,2—2 и 2—2,5%) в метагабброидах I и II этапов соответственно, значительной щелочностью — до 8% (при содержании 2% K₂O) и 4% в магматитах I и II этапов, пониженной магнизиальностью и кальциевостью. В табл. 2 приведены составы магматитов рассматриваемого региона и для сравнения химические составы некоторых стандартизированных пород.

Помимо петрохимических различий магматиты I и II этапов имеют и ряд отличий в структурном положении. Так, например, если карбонатиты Канина тяготеют к верхам разреза, т. е. преимущественно развиты среди пород молассоидной формации и образуют штоковые тела, то габброиды II этапа распространены более спорадически, а развитие их контролируется разрывами северо-западного простирания. Гранитоидные же породы II этапа локализованы среди пород, метаморфизованных в условиях эпидиот-амфиболитовой фации.

Отмечаемая многоэтапность и различная структурная позиция магматитов, перечисленные особенности химизма основных пород (в особенности их явный щелочной уклон с повышенным содержанием калия),

Химический состав некоторых магматических образований п-ова Канин и Тимана

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	34,88	46,75	56,22	46,48	48,10	48,02	49,99	48,78
TiO ₂	1,74	1,76	1,00	2,17	2,42	2,18	0,88	1,77
Al ₂ O ₃	8,84	14,94	15,26	18,24	16,41	16,11	14,36	14,58
Fe ₂ O ₃	4,45	2,03	1,27	2,62	2,53	3,01	2,46	1,89
FeO	5,60	6,75	6,25	8,51	7,47	7,81	8,74	7,65
MnO	0,11	0,23	0,11	0,08	0,18	0,11	0,17	0,46
MgO	15,85	6,47	6,11	5,10	5,60	5,81	7,88	6,36
CaO	7,62	4,95	3,39	7,20	6,81	7,01	10,41	9,80
Na ₂ O	0,03	2,66	3,00	4,00	3,24	3,41	2,33	4,02
K ₂ O	3,59	2,03	1,56	4,15	3,41	3,24	0,50	0,43
P ₂ O ₅	1,65	0,30	0,16	0,45	0,60	0,31	—	0,19
П. п. п.	15,83	10,65	8,80	1,90	3,45	2,40	—	2,93
Сумма	99,97	99,12	98,08	99,93	100,08	99,42	97,72	98,86

Примечание. 1—3 — магматические образования I тектонометаморфического этапа: 1 — карбонатит, Тиман [5], 2 — метаморфизованный габброид, Канин, 3 — метаднабаз, Тиман [16]; 4—8 — магматические образования II тектонометаморфического этапа: 4 — эссекситовый долерит, Тиман [16], 5 — габброид, Канин, 6 — габброид, Канин, 7 — рассчитанный состав магмы зеленокаменных поясов Карелии [22], 8 — спилит [13].

а также факт существования древних карбонатитов указывают на негесинклинальную природу магматических образований и всего позднеротерозойского комплекса.

СТРУКТУРНО-МЕТАМОРФИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ РИФЕИД

Позднеротерозойский комплекс Тимана и Канина претерпел сложную эволюцию. Проведенные специальные структурные исследования позволили установить два структурно-метаморфических цикла (в понимании Ю. В. Миллера [18]), связанных с байкальским диастрофизмом и байкальским диасхизисом. Первому циклу соответствовал рифтогенный тектонический режим, второму — режим тектономагматической активизации (рис. 2).

Обобщение данных геологического картирования, литолого-формационных и структурных исследований позволяет наметить следующие этапы эндогенной истории региона (табл. 3).

На раннем этапе в обстановке нестабильного прогибания земной коры происходило формирование осадочных формаций, для которых характерны циклическое внутреннее строение и определенная направленность формационного ряда, отражающие эволюцию фациальных условий осадконакопления. Вулканическая активность в регионе была очень низкой, в разрезе обнаружен лишь один прослой базальтов. Из структурных форм отмечаются складки оползания F_0 в горизонтах молассоидной формации (рис. 3, а). В связи с огромной мощностью осадков можно предположить на данном этапе метаморфизм погружения. Большие площади в центральной части п-ова Канин сложены очень слабо метаморфизованными породами.

В течение второго этапа сформировалась панструктура всего комплекса — чешуйчатая моноклираль с флексурными изгибами — F_1 (однако, учитывая структурную рисовку слоев, можно допустить, что данная моноклираль является лишь северо-восточным крылом погребенного под наносами антиклинория). При последующей активизации тектонических сил генерировались симметричные концентрические складки с осевыми плоскостями, падающими на юго-запад, а также складки скальвания F_2 . Диастрофизм этих этапов сопровождался метаморфизмом, P — T -условия которого повышались в северо-восточном направлении, и развитием кливажа течения S_2 , сингенетичного складкообразованию и являющегося главным кливажом для F_2 . (Согласно представлениям и терминологии С. Н. Иванова [7], данный тип метаморфизма по времени прояв-

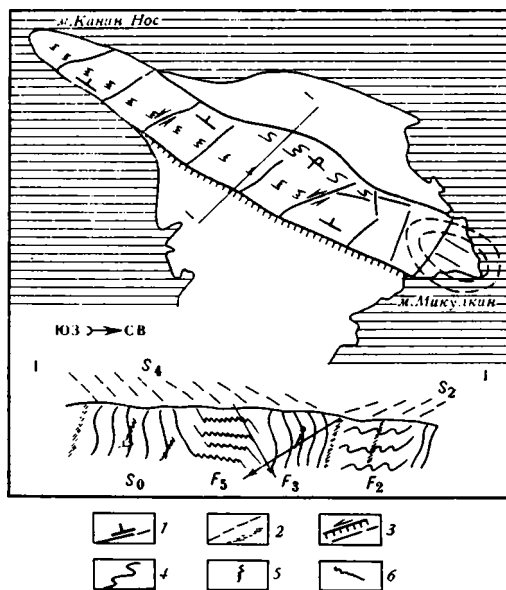


Рис. 2. Структурная схема супракрустных образований п-ова Канин

1 — элементы залегания слоистости; 2 — кливаж и зоны расщепления; 3 — разрывные нарушения и направления смещений по ним; 4 — складки первого цикла; 5 — изоклиальная складчатость второго цикла; 6 — смятые в складки кварц-полевошпатовые жилы в моноклиналильных толщах

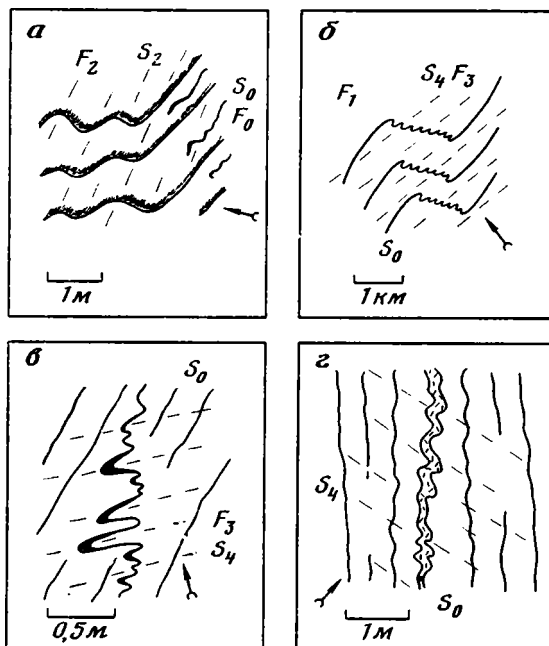


Рис. 3. Структурные формы: а — складки F_2 с главным кливажом S_2 и складки оползания F_0 в горизонтах аспидно-молассоидной формации; б — развитие изоклиальной складчатости F_3 с главным кливажом S_4 во флексурных перегибах F_1 ; в — смятая в складку F_3 кварцевая жила S_3 , секущая слоистость S_0 ; г — пloyчатость F_3 в метадоломитовом прослое. Стрелками показано направление стресса

Структурно-метаморфическая эволюция рифейд п-ова Канин и Северного Тимана

Тектонический режим	Структурно-метаморфический		Структурные элементы	Метаморфизм и жильные образования	Магматизм
	цикл	этап			
Тектономагматической активизации	II	9	S_7 — субгоризонтальные кинк-зоны F_6 — кливажная складчатость, изгибающая S_0 по S_4	—	—
		8	S_8 — система правых сдвигов	Образование диафторических кварцевых жил, развитие процессов выщелачивания	—
		7	F_4 — купольная структура в зоне амфиболитовой фации и складки облекания	Кварц-полевошпатовые субогласные жилы	Гранитоидные породы — сиениты и пегматиты
		6	S_5 — ортогональная трещиноватость и разрывы ССЗ простирания	—	Внедрение щелочных габброидов
		5	S_4 — кливаж течения, параллельный PF_3 F_3 — изоклиная складчатость во флексурных изгибах и в жилах S_3 . Плойчатость в компетентных породах (доломитах, метапесчаниках)	Зональный метаморфизм типа Барроу M_2	—
Рифтогенный	I	4	S_3 — трещиноватость и зоны расланцевания СВ простирания	Кварц-полевошпатовые жилы по S_3 , секущие S_0 и S_2	—
		3	S_2 — кливаж течения, параллельный PF_2 F_2 — симметричные складки, складки скальвания	Шейковый метаморфизм (квартируется только зеленосланцевая фация) M_1	Внедрение карбонатитов и щелочных габброидов
		2	S_1 — субогласные разрывы и зоны расланцевания с приразломными складками F_1 — чешуйчатая моноклинал с флексурными изгибами	—	—
		1	S_0 — генерация осадочных формаций, складки оползания F_0	Метаморфизм погружения M_0	Отмечен один пласт базальтов

ления и $P-T$ -градиенту можно определить как «шейковый».) После завершения складкообразовательных процессов произошло внедрение щелочных габброидов и карбонатитов преимущественно по субогласным нарушениям S_1 .

Первый структурно-метаморфический цикл завершился разрывами северо-восточного простирания S_3 и развитием по этим дизъюнктивам секущих кварц-полевошпатовых жил незначительной мощности (до 0,3 м).

Ранние этапы второго структурно-метаморфического цикла характеризуются развитием изоклинальной складчатости F_3 во флексурных перегибах F_1 и пликативными деформациями F_2 , кварц-полевошпатовых секущих жил предыдущего этапа. В компетентных породах (доломитах и метапесчаниках), залегавших моноклиально, на данном этапе формировалась интенсивная плейчатость (см. рис. 3, б—г). Именно плейчатость компетентных пород и деформация жил указывают на наложенную складчатость в моноклиально залегающих сланцах, которые в силу своей текучести и пластичности не сминаются в складки, но при действии тектонических сил под углом $\angle 45^\circ$ к слоистости лишь текут, скользят с изменением мощности прослоев по плоскостям интенсивно развивающегося в них кливажа. Синхронно складчатости рифейские породы претерпели интенсивный зональный метаморфизм в условиях зеленосланцевой и амфиболитовой фаций с последовательностью изоград индекси-нералов, аналогичной серии Барроу: хлорит — биотит — гранат — ставролит — дистен. Причем степень метаморфизма нарастала в юго-восточном направлении (рис. 4). На данном же этапе развивался кливаж течения S_4 , секущий первичную слоистость пород и являющийся главным кливажом для F_4 . Часто отмечается развитие метаморфической полосчатости по S_4 , выражающейся в перекристаллизации по плоскостям кливажа кварцевого, кварц-карбонат-амфиболового (метадолмитового) и карбонатного материала. В монотонных метапелитовых толщах метаморфогенная полосчатость полностью затушевывает первичную слоистость. Интрузивные тела I цикла были метаморфизованы в тех же P — T -условиях, что и вмещающие породы.

После становления метаморфической зональности позднепротерозойский комплекс был интродуцирован щелочными габброидами по нарушениям преимущественно север — северо-западного простирания S_5 .

Следующий этап связан со становлением гранитогнейсового купола F_4 в зоне амфиболитовой фации в условиях регрессивного режима зонального метаморфизма. Данный этап сопровождался образованием гранитоидных пород — сиенитов и пегматитов в районе купола. Жилы пегматитов развиваются по S_5 и нарушениям, субсогласным с простиранием пород.

Второй цикл, как и первый, завершается хрупкими деформациями. Эти этапы характеризуются развитием правых сдвигов S_6 , кливажной мегаскладчатостью F_5 и развитием субгоризонтальных кинк-зон S_7 . Кливажная складчатость выражается в системе сдвигов по S_4 , что в крупных масштабах дает мегагофрировку S_6 , картируемую геофизическими методами. По всей видимости, кинк-зоны S_7 развивались практически одновременно с F_5 , так как образование и тех и других структурных элементов происходило при адекватном тектоническом стрессе.

Таким образом, установленная структурно-метаморфическая эволюция указывает на полициклическое развитие рифеид. Каждый цикл характеризуется собственным комплексом магматических пород (с основным магматизмом на начальных этапах и с гранитоидными образованиями на завершающих), особенностями метаморфизма и направленностью деформаций от пликативных к дизъюнктивным. Эти геологические факты не позволяют принять модель одноактного развития байкальской геосинклинали и однозначно определяют то, что в байкальскую (граница протерозоя и фанерозоя) тектоническую эпоху в позднепротерозойском комплексе протекали эндогенные процессы диасхизиса, но никак не завершающей складчатости байкальского орогенеза, формирование же первично осадочных толщ в рифейскую эпоху происходило в фациальных условиях активного щелевого континентального рифта (по классификации Е. Е. Милановского [17]). Именно тектоническим режимом можно объяснить присутствие в разрезе флиша и турбидитов, крайне ограниченное распространение вулканогенных образований, широкое развитие щелочных габброидов и карбонатитов, а также наличие в разрезе земной коры Баренцевоморского палеораздвига протерозойского заложения, установленного по аэромагнитным и сейсмическим данным В. Э. Волком и др. [4]. Но самое главное, что, рассматривая именно в такой последо-

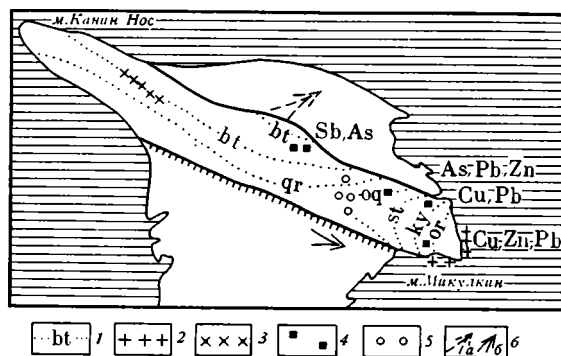


Рис. 4. Схема изоград индексов-минералов метаморфического комплекса п-ова Канин и размещений известных рудопроявлений
 1 — изограды биотита (*bt*), граната (*gr*), олигоклаза (*og*), ставролита (*st*), кианита (*ky*), ортоклаза (*or*); 2 — пегматиты в зоне амфиболитовой фации; 3 — «сульфидный» горизонт в карбонатистых сланцах, являющихся естественным литолого-геохимическим барьером с повышенным содержанием некоторых металлов, у которых $\Delta Z = 11 - 12$ ккал/моль; 4 — точки минерализации и рудопроявлений; 5 — тела карбонатитов; 6 — нарастание степени метаморфизма: *a* — первого, *b* — второго цикла

вательности историю эндогенного развития региона, можно объяснить металлогенические особенности метаморфического комплекса и оценить его перспективы.

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РИФЕЙСКОГО СУПРАКРУСТАЛЬНОГО КОМПЛЕКСА

В настоящее время на Северном Тимане и п-ове Канин известны рудопроявления сурьмы, молибдена, меди, мусковитовых пегматитов. В связи с тем, что в данном регионе отсутствуют вулканогенные и интрузивные магматические комплексы, характерные для фанерозойских геосинклиналей, металлогенические закономерности, выявленные В. И. Смирновым для геосинклинальных поясов [23], не объясняют особенностей рудности позднепротерозойских образований.

Проведенные авторами исследования показали, что металлогеническая специализация рифейд обусловлена двумя факторами: первичным рифтогенным режимом осадконакопления и интенсивным зональным метаморфизмом этапа диасхизиса. С процессами седиментации связано первичное накопление рудогенных элементов и образование россыпей. Так, например, некоторые горизонты метапесчаников терригенной формации содержат до 1000 г/т кластогенного рутила. Эти тела можно рассматривать как убогие прибрежные палеороссыпи. С рифтогенезом связано внедрение карбонатитов, которые являются потенциальными носителями редкометалльного оруденения (в карбонатитах Канина установлена медная минерализация).

С зональным метаморфизмом связаны процессы перераспределения рудных компонентов под воздействием геохимически активного метаморфогенного флюида. Пространственное размещение известных рудопроявлений контролируется фаціальными зонами регионального метаморфизма. Так, Sb концентрируется в зоне зеленосланцевой фации, As, Pb, Mo — в эпидот-амфиболитовой, Zn, Cu и мусковитовые пегматиты — в амфиболитовой (см. рис. 4).

Сурьмяное рудопроявление расположено в зоне серицит-хлоритовой субфации. Оруденение приурочено к лестничным кварцевым жилам, секущим интрузивные тела I цикла, прорывающие породы аспидно-молассонидной формации, и представлено прожилково-вкрапленными рудами [21]. Геохимической особенностью сурьмяных руд является отсутствие олова в составе микропримесей. Этот факт косвенно указывает на то, что рудогенные флюиды генетически не были связаны с кислыми магматическими интрузиями, постоянным спутником которых является олово. Формирование кварц-антимонитовых жил происходило многостадийно в

интервале температур 380—200°C при слабых антистрессовых подвижках, что обусловило лестничную структуру жил. Для пород эпидот-амфиболитовой фации профилирующими являются молибден и в некоторой степени свинец.

В зоне амфиболитовой фации установлено рудопроявление массивных медных руд в кварц-полевошпатовой жиле, а также широко распространены мусковитовые и полевошпатовые пегматиты. Фациально распространение пегматитов контролируется термодинамическими условиями кианит-ставролит-альмандиновой субфации, а их структурное положение определяется северо-восточными и северо-западными дизъюнктивными нарушениями.

Исследования перечисленных, а также других рудопроявлений позволили выявить характерные особенности сульфидного оруденения Канина и Северного Тимана. Во-первых, пространственный контроль размещения рудопроявлений тех или иных элементов осуществляется зонами метаморфических фаций. Во-вторых, руды характеризуются простым минеральным составом и несут следы многоэтапной кристаллизации. Для них характерна рассеянная, прожилково-вкрапленная и массивная минерализация. В-третьих, локализация рудогенных элементов контролируется различными факторами: литолого-геохимическим, структурно-петрографическим, термодинамическим и др. В-четвертых, отмечается связь оруденения как с прогрессивным (оруденение в низкотемпературных зонах), так и с регрессивным (в амфиболитовой фации) этапом регионального метаморфизма. В-пятых, отмечается зональность рудогенных элементов, обусловленная величинами изобарных потенциалов ΔZ их природных соединений, изменяющимися от 45,1 до 11,7 ккал/моль: формула зональности в общем виде выглядит следующим образом: $Cu (Zn, Pb) \rightarrow Mo, Pb (As, Zn) \rightarrow As, Au (Pb, Sb) \rightarrow Sb, Au (As, Pb)$.

В настоящее время еще не выяснена до конца потенциальная рудоносность карбонатитов рифтогенного этапа развития региона, тем не менее выявленная в целом полихронность рудогенерирующих процессов заставляет пересмотреть перспективы «байкалид» на различные полезные ископаемые.

ВЫВОДЫ

1. Рифейские образования Канина и Северного Тимана представляют собой сложный полициклический комплекс, каждый цикл которого характеризовался собственным структурно-метаморфическим планом. Первый цикл был обусловлен рифтогенным тектоническим режимом с характерными для него рядами осадочных и магматических формаций. Второй цикл был связан с эндогенными процессами тектономагматической активизации региона.

2. Выявленные металлогенические особенности рифеид требуют, чтобы внимание геологов, занимающихся исследованиями докембрийских комплексов северо-восточного обрамления Русской платформы, еще раз было акцентировано на словах С. Н. Иванова о том, что «металлогенические оценки... и направления поисковых работ должны быть радикально изменены... Необходимо отказаться от безуспешных поисков в рассматриваемых зонах колчеданных и других типично эвгеосинклинальных месторождений и сосредоточить внимание на проявлениях рифтогенной металлогении — *карбонатитах*, титаномагматитах, хромитах, стратиформных месторождениях *цветных металлов...*» (курсив наш [7, с.911]), а также на рудообразовании, связанном с эндогенными процессами диасхизиса.

3. В свете данных, полученных различными исследователями по геологии позднепротерозойских образований [2, 3, 6—8, 12, 17, 25 и др.], необходимо пересмотреть представления о геологическом строении и металлогенической специализации всех комплексов, называвшихся ранее неоправданно широко «байкальскими геосинклинальными поясами». Это, несомненно, позволит наметить новые направления для проведения геолого-поисковых работ.

Литература

1. Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. М.: Госгеолтехиздат, 1954. 608 с.
2. Бутов Ю. П. Проблемы байкалид Восточного Саяна//Геотектоника. 1979. № 3. С. 42—49.
3. Бутов Ю. П., Занвилевич А. Н., Литвиновский Б. А. Проблема байкалид в свете новых данных по стратиграфии и магматизму центральной части Байкальской горной области//Геотектоника. 1974. № 2. С. 60—71.
4. Волк В. Э., Литвиненко И. В., Малыгин Н. П. и др. Структура земной коры южных окраин Баренцевоморского шельфа и прибрежной части Балтийского щита по сейсмическим и аэромагнитным данным//Восточная часть Балтийского щита геология и глубинное строение). Л.: Наука, 1975. С. 142—150.
5. Гецен В. Г. Строение фундамента Северного Тимана и полуострова Канин. Л.: Наука, 1975. 141 с.
6. Иванов С. Н. О байкалидах Урала//Докл. АН СССР. 1977. Т. 237. № 5. С. 1144—1147.
7. Иванов С. Н. Метаморфизм разрыва плит//Докл. АН СССР. 1978. Т. 238. № 4. С. 908—911.
8. Иванов С. Н. О байкалидах Урала и Сибири//Геотектоника. 1981. № 5. С. 47—63.
9. Келлер Б. М. О формациях рифея (Енисейский кряж, Южный Урал)//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1970. № 7. С. 45—50.
10. Клигин К. А. Проблема байкальской складчатости в свете современных данных//Геотектоника. 1975. № 4. С. 11—20.
11. Клигин К. А., Павлова Т. Г., Постельников Е. С. Байкалиды юго-востока Сибири. М.: Наука, 1970. 143 с.
12. Кориковский С. П., Федоровский В. С. Ранний докембрий Патомского нагорья. М.: Наука, 1980. 298 с.
13. Краткий справочник по геохимии. М.: Недра, 1977. 183 с.
14. Мальков Б. А. Новые данные о возрасте досилурийских комплексов Тимана и Каннина//Докл. АН СССР. 1966. Т. 170. № 3. С. 669—672.
15. Мальков Б. А. О возрасте диабазов быструхинской свиты Среднего Тимана//Докл. АН СССР. 1969. Т. 189. С. 827—830.
16. Мальков Б. А. Петрология дайковой серии щелочных габброидов Северного Тимана. Л.: Недра, 1972. 126 с.
17. Милановский Е. Е. Рифтогенез в истории Земли. М.: Недра, 1983. 278 с.
18. Миллер Ю. В. Тектоно-метаморфические циклы. Л.: Наука, 1982. 160 с.
19. Обуэн Ж. Геосинклинали. М.: Мир, 1967. 301 с.
20. Овчинников Л. Н., Дуняев В. А., Краснобаев А. А., Степанов А. Н. Возрастная зональность Урала по радиологическим данным//Докл. АН СССР, 1968. Т. 188. № 1. С. 185—188.
21. Остащенко Б. А., Майоров Т. П., Гецен В. Г. Сурьмяное оруденение Канинского антиклинория. Сыктывкар, 1978. 51 с.
22. Рыбаков С. И., Светова А. И., Куликов В. С., Робонен В. И. Вулканизм архейских поясов Карелии. Л.: Наука, 1981. 154 с.
23. Смирнов В. И. Очерки металлогении. М.: Госгеолтехиздат, 1963. 163 с.
24. Хаин В. Е. Общая геотектоника. М.: Недра, 1973. 573 с.
25. Хоментовский В. В., Шенфиль В. Ю. К проблеме байкальской складчатости//Геология и геофизика. 1976. № 4. С. 18—29.
26. Черный В. Г. Стратиграфия и тектоника рифейского складчатого фундамента северо-западной части п-ова Канин//Бюл. МОИП. Отд. геол. № 2. 1965. С. 117—131.
27. Rech-Frollo M. Flysch et molasse//Bull. Soc. Geol. France. 1960. V. 2(7). P. 752—757.

Институт геохимии и физики минералов
АН УССР, Киев, 252000

Поступила в редакцию
13.V.1985

УДК 551.24 : 551.73 (234.853)

КОРИНЕВСКИЙ В. Г.

ПАЛЕОЗОЙСКИЕ ОФИОЛИТЫ ЮЖНОГО УРАЛА

Успехи в датировке вулканогенных толщ по фауне конодонтов позволяют сейчас говорить о присутствии на Южном Урале трех разновозрастных палеозойских офиолитовых ассоциаций: ранне- и среднеордовикской (сугралинской), раннесилурийской (блявинской) и среднедевонской (мугоджарской). Соотношения перечисленных ассоциаций тектонические.

Ордовикские офиолиты появились как результат раскола утоняющегося края Восточно-Европейской плиты. Ему предшествовал континентальный рифтогенез тремадокского века. Появление раннесилурийских офиолитов связано с расколом ордовикской океанической коры, т. е. имеет место «офиолит в офиолите». Эти породы не сопровождаются хорошо проявленными дайковыми сериями. По петрохимическим данным, они обнаруживают сходство с базальтами дожа окраинных морей.

Среднедевонские офиолиты Мугоджар, развитые на обширных пространствах, слабо вскрыты эрозией. По геофизическим данным, они подстилаются тяжелыми подкоровыми массами. Морфология и вещественный состав мугоджарских лав аналогичны породам срединно-океанических хребтов.

На Южном Урале описаны две палеозойские офиолитовые ассоциации: раннесилурийская и среднедевонская [10, 19]. Раннесилурийские офиолиты известны как на западе Уральского складчатого пояса (Сакмарская зона), так и в более восточных его структурах. Среднедевонские офиолиты занимают обширные пространства в пределах Южных Мугоджар.

Представителями силурийских офиолитов считаются подушечные лавы базальтов сугралинской свиты и кремнистые осадки сакмарской свиты [1, 4, 10, 19]. В последние годы в отдельных пунктах развития сугралинской свиты были обнаружены разновозрастные остатки радиолярий [29], а затем и конодонтов [8]. Начало складываться мнение, что сугралинские лавы накапливались, начиная с ордовика по средний девон включительно [8]. У исследователей региона возник ряд вопросов: 1) достаточно ли фактов для доказательства столь растянутого периода формирования (около 60 млн. лет) сугралинских офиолитов; 2) возможно ли теперь говорить о наличии на Южном Урале самостоятельных разновозрастных офиолитовых ассоциаций [10, 19]? Ответы на эти вопросы удалось получить в результате полевых исследований 1986 г. в Сакмарской зоне.

ВОЗРАСТ СУГРАЛИНСКИХ ЛАВ

Силурийский возраст лав ранее обосновывался находками граптолитов в кремнистых породах, ассоциирующихся с эффузивами [4, 20]. Позже было показано, что кремнистые осадки в большинстве своем слагают чужеродные по отношению к эффузивам тектонические пластины и клинья [1]. Весомыми представляются находки конодонтов в прослоях и пачках яшмовидных пород среди вулканитов, отождествлявшихся с сугралинской свитой [8]. Нами были изучены все места находок конодонтов и произведены новые их сборы.

Выяснено, что диабазы, среди которых находятся яшмы с конодонтами среднего девона [8], повсюду являются рвущими телами. Так, на левобережье ручья Темная Долина несколько тел диабазов пронизывают среднедевонские яшмы (рис. 1, А). Севернее Орска у д. Репино крупнокристаллические диабазы слагают пластовые залежи в верхах толщи подушечных лав и крупные площадные выходы ниже пачки пестрых яшм, в которых группой В. А. Маслова обнаружены конодонты раннего жи-

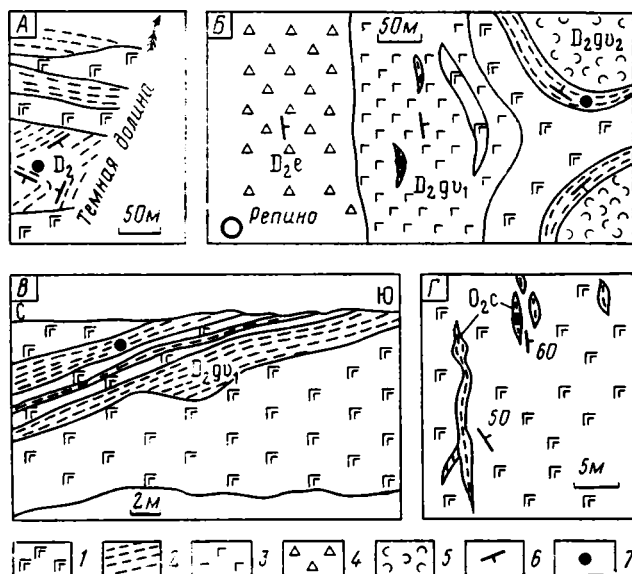


Рис. 1. Интрузивная природа тел «зернистых» диабазов в различных участках Южного Урала

А — левый склон ручья Темная Долина на правобережье р. Чебаклы (Сакмарская зона); Б — окрестности д. Репино севернее г. Орска (Магнитогорская зона); В — борт ручья Глубокого на склоне горы Карьюкмас западнее пос. Старый Сибай (Магнитогорская зона); Г — левобережье р. Казымбадки в 3,1 км западнее д. Хмелевка (Сакмарская зона).

1 — диабазы, 2 — яшмы, 3 — подушечные лавы базальтов, 4 — полимиктовые осадочные брекчии, 5 — вулканомиктовые породы, 6 — элементы залегающих, 7 — места находок конодонтов. Индексом обозначен возраст пород, установленный по конодонтам: D_2c — карадокский ярус среднего ордовика; D_2e — эйфельский ярус среднего девона, D_2gv_1 , D_2gv_2 — ранне- и позднеживетский ярусы среднего девона; D_2 — средний девон не расчлененный

вета (рис. 1, В). На правом берегу Урала восточнее устья р. Казачьей Вязовки «зернистые» диабазы, считающиеся «сугралинскими лавами» [8], также прорывают яшмы с конодонтами среднего девона. Подобные породы известны и в Сибайском районе на западном крыле Магнитогорской зоны. Там они слагают субсогласные залежи в подушечных лавах карамалыташской свиты раннего живета. Местами видно, что они срезают слоистость пластов яшм (рис. 1, В). В этом же участке отдельные тела диабазов прорывают и вышележащие яшмы бугулыгурского горизонта раннего живета, не встречаясь в вулканомиктовых отложениях улутауской свиты позднего живета. На этом основании можно заключить, что возраст комплекса субинтрузивных тел диабазов раннеживетский. По всей видимости, они имеют субвулканическую природу.

Подобные тела диабазов прослеживаются меридиональной полосой от широты г. Сибая на юг до г. Орска. Они залегают как в пределах западного борта Магнитогорского прогиба, так и в Сакмаро-Вознесенской зоне. В частности, по левому берегу р. Урал, между городами Орск и Новотроицк, западнее железнодорожного моста аналогичные «зернистые» диабазы в виде нескольких разобщенных тел прорывают как подушечные лавы базальтов раннего силура, так и пачки кремнистых алевролитов и полимиктовых брекчий позднего эйфеля. На левобережье р. Казымбадки в диабазах заключены пластовые отторженцы яшм с конодонтами карадокского яруса среднего ордовика (рис. 1, Г). Таким образом, можно говорить о наличии особого (бугулыгурского) комплекса субвулканических диабазов раннего живета, выходы тел которого ошибочно принимались за базальты сугралинской свиты. Диабазы отличаются переменными (до высоких) содержаниями окислов титана, калия и фосфора, присутствием кварца (табл. 1).

Химический состав диабазов субвулканической фации бугулыгьрского комплекса нижнего живета Южного Урала

Компоненты	В-703-2	В-706-6	В-706-12	Г-463-1	Г-455-6	Г-456-1
SiO ₂	52,90	51,59	57,77	46,72	51,88	48,26
TiO ₂	2,45	0,74	0,90	1,71	0,97	1,42
Al ₂ O ₃	12,62	15,09	14,72	14,75	15,22	13,24
Fe ₂ O ₃	4,98	4,18	4,25	6,56	7,44	7,37
FeO	8,24	5,82	4,93	4,24	2,42	5,62
MnO	0,26	0,16	0,16	0,19	0,14	0,21
MgO	5,06	5,61	4,64	9,39	3,16	6,99
CaO	2,94	6,26	3,15	9,40	7,66	9,06
Na ₂ O	5,40	4,73	5,04	3,04	3,04	3,36
K ₂ O	0,31	1,87	1,57	0,92	3,68	0,30
H ₂ O ⁺	4,33	3,57	2,37	3,38	2,15	2,67
H ₂ O ⁻	—	—	—	0,73	0,42	0,92
P ₂ O ₅	0,45	0,13	0,15	0,21	0,53	0,17
Co ₂	0,09	0,33	0,09	0,06	0,83	0,19
Сумма	100,00	100,08	99,74	100,30	99,54	99,78

Примечание. В-703-2, В-706-6, В-706-12 — кварцевые диабазы из разных тел, рассекающих породы нижнего силура и среднего девона по левому берегу р. Урал западнее г. Орска у железнодорожного моста; Г-463-1 — диабаз со столбчатой отдельностью с ксенолитами яшм среднего ордовика, левый склон р. Казымбадки в 3,1 км западнее д. Хмелевка (Сакмарская зона); Г-455-6 — диабаз с шаровой отдельностью, прорывающий яшмы среднего девона, левый склон ручья Темная Долина на правом берегу р. Чебаклы (Сакмарская зона); Г-456-1 — диабаз с шаровой отдельностью из крупного тела на правом берегу Урала в 1,675 км восточнее р. Казачьей Вязовки.

Анализы по материалам автора выполнены в химической лаборатории Ильменского государственного заповедника Уральского отделения АН СССР.

Эффузивную природу имеют лишь те базальты, среди которых найдены конодонты ордовика (реки Казымбадка, Коктогай, Куагаш). Окончательную ясность в вопрос о возрасте эффузивов сугралинской свиты могли внести лишь находки информативной фауны из ее стратотипа. Он располагается на левобережье р. Сугралы [20]. Именно здесь, западнее развалин аула Комытей, в 7,45 км по азимуту 303° от слияния рек Калымта и Колымбай, среди толщи подушечных лав мелковкрапленных базальтов в полосе северо-западного простираения шириной 70 и длиной 130 м на расстоянии 13—15 м друг от друга обнажены три пласта сургучно-красных яшм мощностью 0,5—15 м с падением к северо-востоку под углом 40—45°. В двух западных пластах яшм нами собраны конодонты карадокского яруса среднего ордовика (т. Г-441): *Protopanderodus* sp., *Pr. varicostatus* (Berg.), *Panderodus similaris* (Rhodes), *P. gracilis* (Berg. et M.), *Belodella* sp., *Oistodus* sp. (определения С. В. Дубининой). Из бассейна Сугралы эффузивы непрерывной полосой протягиваются на 5—6 км к югу до широтно текущей р. Калымты. Здесь с запада на восток наблюдается такой разрез свиты (снизу вверх): 1) подушечные лавы афировых базальтов с пачками гнаюклястиков мощностью 1,3 км; 2) подушечные лавы порфировых гнаюклястиков базальтов с прослоями гнаюклястиков, линзочками яшм мощностью 0,7 км. В скальных левобережных обрывах р. Калымты, в 1 км западнее ее устья, в кровле толщи порфировых базальтов — в пачке мощностью 15 м — имеются три пласта сургучно-красных яшм мощностью 0,2—2,0 м. В среднем из них найдены конодонты верхов аренига — низов лланвирна (т. Г-437): *Protopanderodus rectus* (Lind.), *Prionidus* (*Baltoniodus*) sp.; 3) верхняя толща подушечных лав афировых базальтов мощностью 0,85 км с редкими пропластками яшм; она хорошо сопоставляется с толщей лав с левобережья р. Сугралы, где яшмы содержат конодонты карадокского яруса.

Таким образом, в стратотипической местности две верхние толщи сугралинской свиты охарактеризованы конодонтами в интервале: верхи аренига — карадок.

Фрагмент разреза сугралинской свиты обнажен и по левобережью р. Коктогай в 3,6—4,4 км южнее его впадения в р. Урал. Над толщей подушечных лав афировых базальтов мощностью более 500 м с вариолитами и гнаюкляститами залегает толща густоминдалекаменных базаль-

тов мощностью около 300 м. В ней наблюдаются многочисленные параллельные прослои серых толстоплитчатых кремнистых пород с пропластками сургучных яшм. Их мощность достигает 3—25 м. В западном из пластов серых кремней пропласток яшм содержит конодонты верхнего карадока — нижнего ашгилла (т. Г-447): *Periodon grandis* (Eth.), *Waliserodus sp.*, *Belodella* (-*Andella*) *aff. erecta* (Rhodes et Dinely), *Panderodus liripipus* (Kennedy et al.), *Pr. insculptus* (Br. et M.), *Panderodus gracilis* (Br. et M.), *P. similis* (Rhodes), *Drepanoistodus cf. vitrix* (Mosk.), *Dr. suberectus* (Br. et M.), *Belodina compressa* (Br. et M.), *Goverdina sp.*, *Phragmodus sp.* В наиболее восточном пласте серых кремней из прослоя яшм собраны конодонты карадокского яруса (т. Г-445): *Panderodus gracilis* (Br. et M.), *Periodon cf. grandis* (Eth.). Вероятно, из этого же района происходят прежние сборы ордовикских радиолярий [29] и конодонтов [8]. Судя по приведенным спискам конодонтов, разрез лав из бассейна Коктогая наращивает разрез сугралинской свиты из стратотипической местности.

Среднеордовикским оказался и возраст пропластков яшм и известняков среди толщи основных лав на левобережье р. Казымбадки. В 3,1 км от устья р. Хмелевки по азимуту 280° из яшм собраны конодонты лланвирнского — лландейлского ярусов (т. Г-463): *Panderodus sp.*, *P. gracilis* (Br. et M.), *Drepanoistodus sp.*, *Belodella sp.*, *B. cf. nevadensis* (Eth. et Sch.). По данным [8], эти породы индексировались нижним силуром.

Обширные пространства в низовьях р. Куагаш, в бассейне р. Карабутака, а также южнее, по западному обрамлению Кемпирсайского гипербазитового массива, слагает толща подушечных лав мелкопорфировых базальтов с отдельными пакетами сближенных диабазовых даек. Местами породы толщи заметно динамометаморфизованы. Они отнесены нами к сугралинской свите, хотя некоторые геологи выделяют их в самостоятельные толщи: акайскую, куагашскую, бутакскую [20, 23]. Относительно недавно в ней были обнаружены брахиоподы и конодонты ордовикского облика [23].

Таким образом, вся сумма имеющихся на сегодня данных говорит о том, что возраст мощной (~3,2 км) толщи толеитовых базальтовых подушечных лав, описываемой как сугралинская свита, имеет ордовикский возраст. Низы ее, вероятно, сформировались в позднем арениге, а верхняя (большая) часть разреза — в среднем ордовике (карадоке). Мнение [8] о непрерывном формировании ее в интервале ордовик — средний девон не подтверждается.

ОРДОВИКСКИЕ ОФИОЛИТЫ САКМАРСКОЙ ЗОНЫ

Наряду с толщей толеитовых базальтов (сугралинской свитой) в Сакмарской зоне имеются и кремнистые отложения ордовикского возраста. Их выходы наблюдаются по р. Терекле у зимовья Кенсайран, где в них найдены конодонты карадокского яруса, а также на западной окраине пос. Богунбай. Здесь серые толстоплитчатые кремни мощностью около 100 м также содержат ордовикские конодонты. Если по петрографическим и петрохимическим признакам (табл. 2 и 3) лавы сугралинской свиты могут быть сопоставлены с породами второго слоя разреза коры океанического типа, то кремнистую маломощную толщу можно считать аналогом пород первого слоя.

Вначале А. С. Варлаковым [3], а затем И. Н. Новиковым [22] высказано предположение, что кемпирсайские гипербазиты являются нижним членом офиолитовой ордовикской триады. Но существует и представление [19] о возможном среднедевонском их возрасте. В свое время [14] мы показали, что к началу девона гипербазиты были уже выведены на уровень эрозии. Результаты исследования состава терригенных хромшпинелидов из нижнедевонской толщи пандинской олистострымы позволяют нам уверенно говорить о дораннедевонском времени формирования Кемпирсайского массива. Об этом же свидетельствуют и цифры абсолютного возраста пород ($396 \pm 20 - 33$ млн. лет), полученные

Средние содержания петрогенных (мас.%) и редких (г/т) элементов в вулканитах палеозойских офиолитовых комплексов южной оконечности Урала

Компоненты	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	50,01	49,15	48,20	47,59	47,56	49,14
TiO ₂	1,56	1,73	1,54	1,80	1,08	1,17
Al ₂ O ₃	14,47	15,40	14,37	13,94	13,73	15,64
Fe ₂ O ₃	4,45	5,55	5,11	6,29	5,09	2,65
FeO	7,06	5,10	7,09	6,33	5,06	6,66
MnO	0,18	0,13	0,19	0,19	0,23	0,16
MgO	6,33	5,09	7,33	6,60	6,46	8,22
CaO	7,03	8,49	9,78	10,68	11,18	11,84
Na ₂ O	3,58	3,92	3,16	3,01	2,92	2,40
K ₂ O	0,58	0,58	0,20	0,18	0,24	0,20
P ₂ O ₅	0,17	0,23	0,11	0,18	0,12	0,12
Количество проб	53	12	50	25	30	98
Rb	7	7		Не определялось		
Sr	220	245	157	190		134
Ni	62	51	77	57	73	144
Cr	127	110	155	96	254	317
V	174	318	275	315	291	252
Количество проб	61	5	38	30	20	387

Примечание: 1 — базальты сугралинского комплекса среднего ордовика Сакмарской зоны; 2 — базальты блявинского комплекса нижнего силура Сакмарской зоны; 3 — долериты актогайского комплекса сближенных даек среднего девона Южных Мугоджар; 4 — базальты подушечных лав мугоджарского комплекса среднего девона Южных Мугоджар; 5 — долериты силлов в куркудукском яшмово-силловом комплексе среднего девона Южных Мугоджар; 6 — среднее для базальтов океанов [31]. По колонке 1 дополнительно использованы материалы И. Н. Новикова, В. И. Свальновой, С. Ф. Соболева, Н. А. Панеях; по колонке 2 — В. Т. Тищенко, В. А. Заварицкого; по колонке 5 — М. И. Кузьмина, А. И. Альмухамедова [10].

Таблица 3

Среднее содержание редкоземельных элементов (г/т) в вулканитах офиолитовых комплексов южной оконечности Урала

Элемент	1	2	3	4	5
La	3,8	11,5	3,1	4,8	3,4
Ce	9,9	22,6	11,6	11,0	10,3
Pr	1,7	4,0	3,1	2,6	1,9
Nd	7,6	13,2	17,8	9,5	9,9
Sm	2,6	3,5	4,3	3,9	3,5
Gd	3,4	4,3	5,5	5,1	5,0
Y+Tb	14,2	14,9	38,9	22,4	32,6
Dy	2,4	2,3	7,2	3,8	5,2
Ho	0,8	0,8	2,9	2,0	1,2
Er	2,2	1,8	4,6	3,1	3,5
Tm	0,8	0,5	0,9	0,4	0,5
Yb	1,2	1,7	3,7	0,4	3,2
Сумма РЗЭ	50,6	81,1	103,6	69,0	80,2
Количество проб	4	5	6	8	

Примечание: 1 — базальты подушечных лав сугралинского комплекса среднего ордовика Сакмарской зоны; 2 — базальты подушечных лав блявинского комплекса нижнего силура Сакмарской зоны; 3 — долериты актогайского комплекса сближенных даек среднего девона Южных Мугоджар; 4 — базальты подушечных лав мугоджарского комплекса среднего девона Южных Мугоджар; 5 — океанические толенты [2]. По колонкам 2—4 — дополнительно использованы материалы [10].

отсюда самарий-неодимовым методом по породам габбро-амфиболитового обрамления гипербазитов [30]. Поскольку все габброиды и амфиболиты Кемпирсайского пояса являются образованиями метаморфическими [6], приведенные цифры говорят о возрасте преобразования пород (это граница силура — девона). Субстрат же, очевидно, еще более древний. Наиболее доказательным фактом размыва гипербазитов к началу среднего девона служат серпентинитовые конгломераты с прослоями сер-

пентинитовых песчаников, обнаруженные А. А. Захаровым в левобережных обрывах р. Дергамыш у д. Байгускарово. Аналогичные породы имеются и в составе ишкининской терригенной толщи эйфельского яруса [21].

В итоге проведенного рассмотрения можно сделать вывод о том, что все гипербазиты Сакмарской зоны являются образованиями додевонскими. Совместное нахождение Кемпирсайского гипербазитового массива в одной тектонической пластине с примыкающими с запада сугралаинскими лавами [14], для которых сейчас доказан ордовикский возраст, делает убедительным представление о присутствии в Сакмарской зоне полного набора офиолитовой ассоциации арениг-карадокского возраста. В ее составе наиболее полно представлены нижние части разреза, в редуцированном виде — породы осадочного слоя, очень незначительны выходы пакетов сближенных даек. Близкий возраст имеет толща базальтоидов денисовского комплекса по р. Тобол, а также новооренбургская черносланцевая толща с прослоями основных эффузивов в Бринтском районе на восточном крыле Магнитогорской зоны [9, 25]. Это говорит о достаточно широком развитии пород ордовикской офиолитовой ассоциации во многих зонах Южного Урала. Предлагается называть ее сугралаинской, по месту первоначального описания.

В Сакмарской зоне широко распространены также отложения нижнего ордовика, выделяемые в кидрясовскую серию [17]. Ее слагают мощные аргиллит-песчаниковые отложения, протягивающиеся вдоль всего западного края Уральского складчатого пояса, на севере которого они несогласно перекрывают отложения фундамента Русской платформы [11]. В более восточных участках Сакмарской зоны проявляются большие объемы вулканических пород нижнего ордовика; [10, 13, 18]. Установлены очень существенные черты их петрохимических отличий от базальтоидов сугралаинской формации, близость вулканитов нижнего ордовика к лавам континентов [26]. По ассоциации с грубообломочными осадками, повышенной щелочности эффузивов и по положению их в ряду формаций района нижнеордовикский комплекс пород можно отнести к рифтогенному типу [10, 24]. Таким образом, формированию сугралаинских офиолитов нижнего — среднего ордовика по времени предшествовало накопление грабеновых формаций нижнего ордовика; перерыва между ними практически не было: самые молодые члены кидрясовской серии датируются ранним аренигом, а самые древние конодонты в алевролитах среди лав сугралаинской свиты имеют позднеаренигский возраст.

В Сакмарской зоне имеются разрезы, в которых наблюдается сочетание типов пород, характерных для верхов разреза кидрясовской серии (например, вишневые туфогенные аргиллиты), и пород офиолитовой ассоциации (толщи подушечных лав толеитовых базальтов). Примером этого служит разрез в приустьевой части ручья Колнабук в районе ст. Блява. Как указывалось выше, вулканогенно-осадочные толщи нижнего ордовика западного склона Урала имеют тесную связь с подстилающими породами прилегающей Восточно-Европейской плиты. Следовательно, на рубеже раннего и позднего аренига в Сакмарской зоне произошел глубокий раскол континентального края плиты и излились первые порции лав океанического типа. Возникшая после этого офиолитовая ассоциация по структурному положению близка ко второму типу офиолитов Н. Л. Добрецова [5], слагающих в современных условиях ложе окраинных морей и палеорифтов. Очевидно, в среднеордовикских офиолитах Сакмарской зоны можно видеть редкий пример смены континентального рифтогенеза (ранний ордовик) океаническим (ранний — средний ордовик).

РАННЕСИЛУРИЙСКИЕ ОФИОЛИТЫ

Доказательства ордовикского возраста сугралаинских лав остро поставили вопрос о наличии раннесилурийских эффузивов океанического типа в Сакмарской зоне. Сложилась странная ситуация — еще недавно приходилось доказывать наличие ордовикских вулканитов на Южном

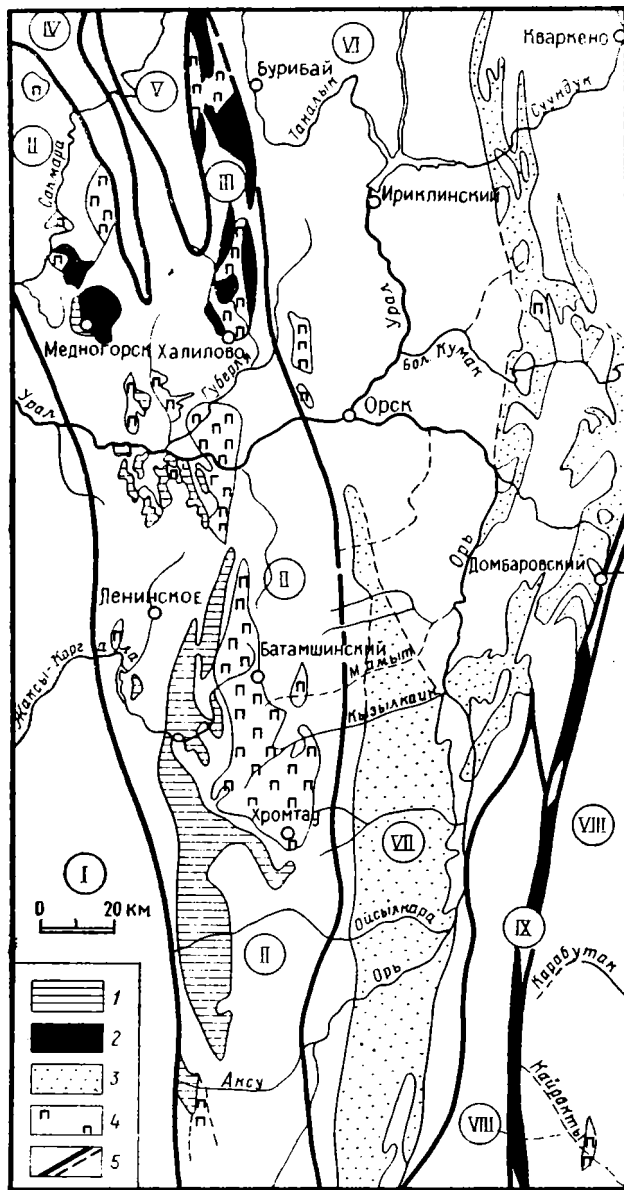


Рис. 2. Схема размещения вулканитов палеозойских офиолитовых комплексов в южной части Урала (за основу взят фрагмент геологической карты Урала масштаба 1 : 1 000 000 под ред. И. Д. Соболева. Л.: ВСЕГЕИ, 1971)

1 — офиолиты раннего — среднего ордовика, 2 — офиолиты раннего силура, 3 — офиолиты среднего девона, 4 — крупные массивы гипербазитов, 5 — границы структурно-формационных зон. В кружках — номера основных структур южной части Урала: I — зона линейной складчатости, II — Сакмарская зона, III — Присакмаро-Вознесенская зона, IV — Зилаирский синклиниорий, V — антиклиниорий Уралтау, VI — Магнитогорская зона, VII — Западно-Мугоджарская зона. VIII — Мугоджарский антиклиниорий, IX — Балкымбайский грабен

Урале [13, 18], теперь же вообще поставлено под сомнение существование силурийских базальтоидов. И все же они есть!

В оренбургской части Сакмарской зоны, по левобережью р. Губерли и вдоль ее правого притока р. Дергаиш ниже д. Мазово, на больших площадях обнажена толща подушечных лав афировых оливиновых базальтов мощностью более 500 м. Среди них тонкие линзовидные пропластки слагают темно-серые кремнистые породы и известняки. В последних обнаружены остатки граптолитов [19] и конодонтов лландоверийского яруса. Стратиграфически выше лавы согласно сменяются кремнистой

толщей сакмарской свиты с граптолитами силура и нижнего девона [12]. Лавы у д. Мазово В. Т. Тищенко в 1978 г. предложил отнести к дергаишской свите. Подобную по составу толщу подушечных лав с граптолитами лландовери в известняковых межподушечных прокладках можно наблюдать южнее карьера месторождения Блява, по правобережью р. Херсонки в окрестностях г. Медногорска. Лавовая толща известна здесь под названием блявинской свиты [12]. По правилам приоритета именно так следует именовать и нижнесилурийскую толщу лав по р. Дергаиш. Ее аналогом в более северных районах Присакмаро-Вознесенской зоны является поляковская свита основных лав [28].

По содержаниям петрогенных, редких и редкоземельных элементов (см. табл. 2 и 3) лавы блявинской и поляковской свит близки к базальтам дна внутренних и окраинных морей. А кремнистые породы сакмарской свиты по составу и скоростям накопления приближаются к пелагическим осадкам современных узких океанических бассейнов [16]. Таким образом, имеются основания считать лавы блявинской свиты и кремни сакмарской верхней частью раннесилурийской коры океанического типа. Ее фрагменты пока известны лишь в районах Сакмарской и Присакмаро-Вознесенской зон, севернее г. Орска (рис. 2). Они располагаются возле Халиловского, Нуралинского и других гипербазитовых массивов, но находятся с последними в тектонических соотношениях. Надежных доказательств принадлежности их к низам разреза нижнесилурийского офиолитового комплекса не имеется, хотя есть предположение [3] о силурийском возрасте Халиловского массива. Нигде не зафиксировано и случаев нормальных стратиграфических контактов силурийских пород с более древними ордовикскими. В соприкосновении с силурийскими разнофациальными отложениями находятся столь же разнообразные комплексы всех отделов ордовика. Образованию раннесилурийских офиолитов, которые зафиксированы в пределах многих зон Южного Урала [19], предшествовал кратковременный период (ашгиллский век) формирования грабеновых формаций с проявлением субщелочного вулканизма. Следы этого зафиксированы в верховьях р. Торангул в Сакмарской зоне и у г. Троицка на Восточно-Уральском поднытии [15]. Поскольку в этих же районах имеются и остатки среднеордовикских офиолитов, можно предположить, что раннесилурийская океаническая кора возникла при раздвиге среднеордовикского ложа бассейна. Возможно, в раннем силуре на Южном Урале мы имеем случай появления «офиолита в офиолите».

СРЕДНЕДЕВОНСКИЕ ОФИОЛИТЫ

Южное продолжение Магнитогорской зоны Урала в пределах Казахстана носит название Западно-Мугоджарской зоны. Ее слагают преимущественно вулканогенные толщи основного состава, которые лишь недавно получили надежное обоснование среднедевонского их возраста [10]. Слабо дислоцированная толща подушечных лав афировых толеитовых базальтов (мугоджарский комплекс), нередко с многочисленными пакетами сближенных параллельных даек долеритов (актогайский комплекс), была интерпретирована как реликт древней рифтовой океанической долины [7]. Совместно с вышележащими маломощными яшмово-кремнистыми отложениями куркудукского комплекса, прослоенными долеритовыми силлопотоками, все эти вулканогенно-осадочные образования стали обоснованно рассматриваться как аналог пород земной коры современных океанов [10]. Они получили всестороннюю петрографическую и геохимическую характеристики в указанных выше работах и нет необходимости повторять их здесь.

Особенностью мугоджарских офиолитов является петрохимическое их тождество с лавами срединно-океанических хребтов; одинаковая морфология излияний; сохранность многих первичных черт состава пород, несмотря на их древность; наличие необычайно хорошо выраженного комплекса сближенных параллельных даек; неплохая сохранность отдельных вулканических построек и потоков; небольшой объем ультраос-

новых пород; непосредственное налегание островодужного комплекса на океанический фундамент. Впрочем, аналогичные образования установлены и в активных междуговых бассейнах. При детальном изучении роя сближенных даек долеритов на р. Шулдак удалось даже обнаружить смену полярности древней намагниченности пород, т. е. зафиксировать «ископаемую» магнитную полосовую аномалию [10].

Как и в случае силурийских офиолитов, среднедевонские офиолиты Мугоджар также накопились геологически очень быстро — в течение 10—15 млн. лет. Афировость и высокая титанистость базальтов актогайского и мугоджарского комплексов могут свидетельствовать о высоких скоростях спрединга — порядка 5 см/год [10]. Но даже при этом условии величина раздвига среднедевонского океанического дна Мугоджар, вероятно, не превышала 750 км.

Сейсмометрические данные по территории Мугоджар, полученные методом пространственных зондирований [27], говорят о высоком положении поверхности Мохо (на глубине 15—17 км) под Западно-Мугоджарской зоной. Тем самым устанавливается непосредственная связь офиолитового комплекса Мугоджар с тяжелыми подкоровыми массами. Очевидно, вслед за зоной Иврея Западных Альп в Мугоджарах можно видеть остаток «незахлопнутого» древнего океанического пространства.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Успехи последних лет в датировании вулканогенных толщ позволяют говорить о присутствии на Южном Урале трех палеозойских самостоятельных разновозрастных офиолитовых ассоциаций: ранне- и среднеордовикской (сугралинской), раннесилурийской (блявинской) и среднедевонской (мугоджарской). Первые две известны в Сакмарской, Денисовской, Алапаевско-Брединской зонах и, возможно, в Балкымбайском грабене Мугоджарского антиклинория. Среднедевонские офиолиты слагают основной объем пород Западно-Мугоджарской зоны.

Сугралинская офиолитовая ассоциация ордовика является наиболее представительной по набору комплексов пород. Вероятно, низы ее разреза слагают гипербазиты Кемпирсайско-Хабарнинского пояса. К образованию второго океанического слоя можно отнести мощную (3,2 км) толщу подушечных лав толентовых базальтов с редкими пакетами сближенных даек. К осадочному чехлу среднеордовикского океанического бассейна следует причислить пачки серых толстоплитчатых кремнистых пород (до 100 м), отдельные прослои сургучных яшм. Скорее всего ордовикские офиолиты Южного Урала появились в результате дальнейшего развития процесса континентального рифтинга, зафиксированного накоплением мощной терригенно-вулканогенной формации нижнего ордовика (кидрясовской серии). К ним применимы представления Н. Л. Добрецова [5] о появлении такого рода офиолитов при расколе утоняющегося края Восточно-Европейской плиты.

Раннесилурийские офиолиты представлены подушечными лавами толентовых базальтов блявинской и поляковской свит (>500 м) и кремнистыми породами сакмарской свиты (200—300 м). Гипербазиты нижних частей океанической силурийской коры надежно не идентифицированы. Практически отсутствуют пакеты сближенных параллельных даек. По петрохимическим данным, лавы сугралинского и блявинского офиолитовых комплексов близки друг другу и сходны с лавами ложа окраинных морей и характеризуются повышенными содержаниями окиси калия. Предполагается, что раннесилурийские офиолиты появились после глубокого раскола и раздвига ордовикской океанической коры. Можно говорить о возникновении «офиолита в офиолите».

Среднедевонские офиолиты Южных Мугоджар слабо вскрыты эрозией. Предполагается, что они непосредственно перекрывают подкоровые тяжелые массы. В них можно видеть реликт «незахлопнутого» океанического пространства. В многочисленных публикациях показано петрографическое и петрохимическое тождество лав и осадков мугоджарского

комплекса с породами срединно-океанических хребтов с высокими скоростями спрединга.

Для силурийских и среднедевонских океанических бассейнов характерна относительная скоротечность существования (10—15 млн. лет) и как следствие этого — ограниченные размеры (ширина до 500—700 км). Свидетельством существования большого океанического бассейна на границе с Восточно-Европейским континентом в ордовике, силуре и девоне является наличие здесь комплекса пелагических батиальных осадков, установленных В. Н. Пучковым [8] на всем протяжении западного склона Урала в пределах Зилаиро-Лемвинской зоны. Нами получены доказательства существования в среднем — позднем ордовике так называемой губерлинской островной дуги. Это находки карадокских конодонтов в губерлинской свите, толщи вулканомиктовых песчаников и брекчий, где присутствует материал разрушения вулканов среднего (двупроксеновые андезиты из верховий Шанды) и кислого состава (риолиты приустьевой части Карабутака, туффиты губерлинской свиты). К островодужным образованиям силурийского времени в Сакмарском палеобассейне мы относим туффиты плагиориолитового состава косистекской свиты, разнообразные туфогенные образования байтерекской, верхнеблявинской свит, среди которых значительная роль принадлежит порфировой вулканокластике, в том числе андезитового и риолитового состава. В соответствии с другими данными [2, 9, 10, 31] это дает возможность говорить о том, что южноуральские палеобассейны в ордовике, силуре и девоне развивались в тылу островных дуг.

Литература

1. *Абдулин А. А., Авдеев А. В., Сеитов Н. С.* Тектоника Сакмарской и Орь-Илекской зон Мугоджар. Алма-Ата: Наука, 1977. 241 с.
2. *Балашов Ю. А.* Геохимия редкоземельных элементов. М.: Наука, 1976. 268 с.
3. *Варлаков А. С.* Петрография, петрохимия и геохимия гипербазитов Оренбургского Урала. М.: Наука, 1978. 239 с.
4. Геологическая карта Казахской ССР. Масштаб 1 : 500 000. Серия Тургайско-Мугоджарская. Объяснительная записка. Алма-Ата, Мингео КазССР, 1981. 228 с.
5. *Добрецов Н. Л.* Введение в глобальную петрологию. Новосибирск: Наука, 1980. 200 с.
6. *Ефимов А. А.* Габбро-гипербазитовые комплексы Урала и проблема офиолитов. М.: Наука, 1984. 232 с.
7. *Иванов С. Н., Кориневский В. Г., Белянина Г. П.* Реликты рифтовой океанической долины на Урале//Докл. АН СССР. 1973. Т. 211. № 4. С. 939—942.
8. *Иванов К. С., Пучков В. Н.* Геология Сакмарской зоны Урала (новые данные): Свердловск: УНЦ АН СССР, 1984. 87 с.
9. *Иванов К. С., Пуцаев А. М., Пучков В. Н.* Новые данные по стратиграфии и тектонике восточного края Магнитогорской зоны Урала//Новые данные по палеонтологии и биостратиграфии палеозоя Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1984. С. 51—64.
10. История развития Уральского палеоокеана. М.: Ин-т океанологии АН СССР, 1984. 164 с.
11. *Клюжина М. Л.* Палеогеография Урала в ордовикском периоде. М.: Наука, 1985. 189 с.
12. *Корень Т. Н., Петровский А. Д.* Силурийские отложения западного склона южной части Южного Урала//Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер. М.: Недра, 1967. Вып. 144. С. 66—86.
13. *Кориневский В. Г.* Нижнеордовикский вулканогенный комплекс на юге западного склона Урала//Вопросы петрологии вулканитов Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1975. С. 47—57.
14. *Кориневский В. Г.* Автохтонность гипербазитовых массивов Южного Урала//Докл. АН СССР. 1979. Т. 245. № 1. С. 181—184.
15. *Кориневский В. Г.* Новые данные по стратиграфии и вулканизму позднего ордовика Южного Урала//Доордовикская история Урала. Т. 2. Стратиграфия. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1980. С. 53—59.
16. *Кориневский В. Г.* Оценка скоростей осадконакопления в палеоокеанических бассейнах Южного Урала//Океанология. 1983. № 6. С. 1007—1009.
17. *Кориневский В. Г.* Статотипический разрез кидрясовского горизонта нижнего ордовика Урала//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1983. № 8. С. 46—53.
18. *Кориневский В. Г.* Доказательства вулканической деятельности в раннем ордовике на Южном Урале//Реннегеосинклиальный вулканизм и металлогения Урала. Вулканизм докембрия некоторых регионов СССР. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1983. С. 53—55.
19. *Коротеев В. А., Зоненштайн Л. П., Парначев В. П. и др.* Офиолиты Южного Урала: Свердловск: УНЦ АН СССР, 1985. 80 с.

20. *Леоненко Н. И.* Силурийские отложения Кос-Истекского района (Северные Мугоджары)//Труды Лаб. геологии угля АН СССР. М.; Л.: Изд-во АН СССР. 1955. Вып. 3. С. 116—225.
21. *Маслов В. А.* Девон восточного склона Южного Урала. М.: Наука, 1980. 224 с.
22. *Новиков И. Н.* Кемпирсайский офиолитовый комплекс//Геологическое картирование магматических комплексов Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1986. С. 117—119.
23. *Новиков И. Н., Бабенко В. А.* Новые данные о геологическом возрасте и составе акайской свиты (Южный Урал)//Ежегодник-1984. Ин-т геологии и геохимии УНЦ АН СССР. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1985. С. 21—23.
24. *Пейве А. В., Иванов С. Н., Нечуехин В. М. и др.* Тектоника Урала (объяснительная записка к тектонической карте Урала м-ба 1 : 1 000 000). М.: Наука, 1977. 119 с.
25. *Пучков В. Н., Иванов К. С.* Первые сведения о вулканогенно-кремнистых толщах ордовика на востоке Урала//Докл. АН СССР. 1985. Т. 285. № 4. С. 966—970.
26. *Свальнова В. Н., Кориневский В. Г.* Сравнительная петрохимическая и геохимическая характеристика вулканогенных пород ордовика и силура западного склона Южного Урала//Жизнь Земли. № 3. М.: Изд-во МГУ, 1978. С. 29—38.
27. *Сергеев О. В.* Исследование структуры земной коры Мугоджар методами сейсмологии взрывов: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Алма-Ата: ИГН АН КазССР. 1979. 21 с.
28. *Фролова Т. И., Бурикова И. А.* Геосинклинальный вулканизм (на примере восточного склона Южного Урала). М.: Изд-во МГУ, 1977. 279 с.
29. *Хворова И. В., Вознесенская Т. А., Золотарев Б. П.* Формации Сакмарского аллохтона (Южный Урал). М.: Наука, 1978. 232 с.
30. *Edwards R. L., Wasserburg G. L.* The age and emplacement of obducted oceanic crust in the Urals from Sm—Nd and Rb—Sr systematics//Earth and Planet Sci. Letters. 1985. V. 72. № 4. P. 389—404.
31. *Wedepohl K. H.* Tholeiitic basalts from spreading ocean ridges, the growth of the oceanic crust//Naturwissenschaften. 1981. B. 68. H. 3. S. 110—119.

Ильменский государственный заповедник
УНЦ АН СССР, Миасс, 456301

Поступила в редакцию
4.1.1987

УДК 551.243 : 551.462 (264)

РАЗНИЦИН Ю. Н., ТРОФИМОВ В. В.

**ТЕКТОНИЧЕСКОЕ СКУЧИВАНИЕ ОКЕАНИЧЕСКОЙ КОРЫ
В ЗОНЕ РАЗЛОМА ЗЕЛЕННОГО МЫСА
(ЦЕНТРАЛЬНАЯ АТЛАНТИКА)**

В статье рассматриваются результаты многоканального сейсмического профилирования МОВ ОГТ через зону разлома Зеленого Мыса, выполненного в 3-м рейсе НИС «Академик Николай Страхов» в 1986 г. Приводятся данные о тектонической расслоенности второго и третьего слоев океанической коры не только зоны разлома, но и участков, удаленных от нее на значительные расстояния к северу и югу. Делаются выводы о чешуйчато-надвиговом строении поперечных хребтов, обрамляющих долину разлома. Вывод глубинных пород в верхние горизонты коры связывается с тектоническим скупиванием вследствие компенсационного сжатия: раздвиг и утонение коры под долиной разлома сопровождаются надвигообразованием в пределах поперечных хребтов с формированием структур типа обдуктивных.

ВВЕДЕНИЕ

Настоящее сообщение содержит результаты обработки и интерпретации данных глубинного сейсмического профилирования методом отраженных волн (МОВ ОГТ) через зону разлома Зеленого Мыса, полученных в 1986 г. во время 3-го рейса НИС «Академик Николай Страхов».

Прежде чем перейти к анализу профиля, необходимо сделать ряд замечаний. Обширной программой по изучению Мирового океана на текущее 10-летие предусмотрен проект «Литос», цель которого — исследование вещественного состава и строения океанической коры и верхов мантии. Получение глубинных характеристик недр океана является важной составной частью проекта, по заданию которого Геологический институт АН СССР в 1986 г. приступил к изучению Центральной Атлантики (руководитель проекта и научный руководитель рейса — акад. Ю. М. Пушаровский). Лучшими структурами, где фрагменты глубинных частей коры выходят на поверхность дна, являются так называемые трансформные разломы, пересекающие поперек дно Атлантического океана. Один из таких крупных разломов — разлом Зеленого Мыса — и был выбран в качестве объекта исследования [17].

При отработке профилей МОВ ОГТ в качестве приемного устройства использовалась пьезосейсмококса типа ПСК-6 с длиной активной части 2400 м и выносом от источника возбуждения на расстояние 550 м. Возбуждение упругих колебаний производилось групповым пневматическим источником типа ИГП-1 с суммарным рабочим объемом 6 дм³ при давлении сжатого воздуха 125 кгс/см². Заглубление источника возбуждения составляло 8—12 м; возбуждаемый сейсмический сигнал имел максимум энергии на частотной характеристике в диапазоне от 8 до 20 Гц. Регистрация сейсмической информации морской сейсмической станцией «Волна-48» осуществлялась под управлением системы автоматизированного сбора сейсмической информации на базе ЭВМ ЕС-1011. Принятая при отработке сейсмических профилей система наблюдений обеспечивала получение временных разрезов с 12-кратным накоплением информации по методике общей глубинной точки с расстоянием между глубинными точками (трассами временного разреза), равным 25 м. Относительно малое расстояние между трассами временного разреза обеспечило корректность последующего применения миграционного преобразования к временным разрезам МОГТ.

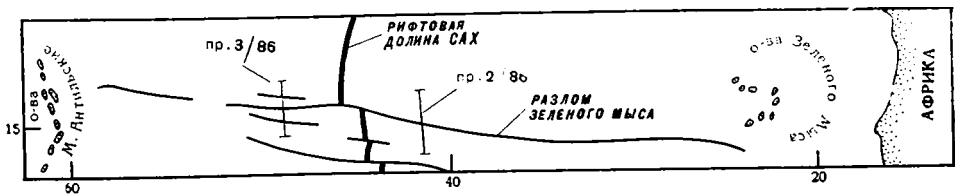


Рис. 1. Обзорная схема района проведения работ

Предварительная обработка и анализ собранной сейсмической информации производились непосредственно в рейсе на ЭВМ ЕС-1011. Окончательная обработка информации, включая детальный скоростной анализ волнового поля, накопление информации по МОГТ и миграционное преобразование полученных временных разрезов, выполнялось в красnodарском ИВЦ ВМНПО «Союзморгео» на ЭВМ ЕС-1045.

Район проведения сейсмических исследований (рис. 1) в тектоническом плане довольно сложен, что обусловило и сложность отображающего его строения волнового поля. Отсутствие протяженных линейно вытянутых отражающих границ во втором и третьем слоях океанической коры определило преобладание дугообразных осей синфазности на временных разрезах, полученных на этапе предварительной обработки. Интенсивное отражение и рассеивание падающей волны на отражающих и дифрагирующих элементах второго геофизического слоя обусловило резкий спад интенсивности волнового поля, отображающего строение нижележащих частей океанической коры. Сильно расчлененный рельеф дна и большая величина коэффициента отражения на границе вода — дно, особенно на участках отсутствия промежуточного слоя осадков, предопределили образование интенсивных регулярных волн-помех типа дифракций, связанных с рассеиванием падающей волны на неоднородностях рельефа, и типа двукратного отражения границы раздела вода — дно (так называемое «второе дно»).

Для упрощения волновой картины и снятия волн-помех типа дифракций использована процедура пространственно-временной фильтрации временного разреза, реализованная в алгоритме миграционного преобразования Кирхгофа.

Через каждые 5—10 миль профиля производился анализ скоростных характеристик волнового поля по алгоритму расчета «спектров» скоростей на сейсмограммах ОГТ. Предварительно производилось частичное подавление «хвостов» дифрагированных волн-помех путем горизонтального смещения четырех сейсмограмм на базе 100 м.

По результатам скоростного анализа на временных разрезах выделялись интервалы, соответствующие пластовым скоростям второго и третьего слоев океанической коры и верхов мантии. Узязка границ выделенных слоев производилась путем корреляции осей синфазности волнового поля на временном разрезе между участками скоростного зондирования. Преобразование временного разреза в глубинный производилось вручную послойно, с использованием информации о пластовых скоростях.

ХАРАКТЕРИСТИКИ СЕЙСМИЧЕСКОГО ПРОФИЛЯ И ЕГО ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

Профиль 2/86 располагается на восточном фланге Срединно-Атлантического хребта (САХ), в 190 милях восточнее пересечения разлома Зеленого Мыса с южным сегментом рифтовой долины САХ, и проходит в меридиональном направлении по $42^{\circ}13'$ з. д., от $13^{\circ}49'$ с. ш. до $15^{\circ}30'$ с.ш. Длина профиля составляет 100 миль.

В процессе полигонных исследований, предварявших работы МОВ ОГТ, был детально изучен отрезок разлома длиной 30 миль. Разлом выражен в рельефе в виде осевой троговой долины субширотного простираения и обрамляющих ее с севера и юга поперечных хребтов. Долина имеет плоское выровненное вследствие заполнения осадками дно с постоянной

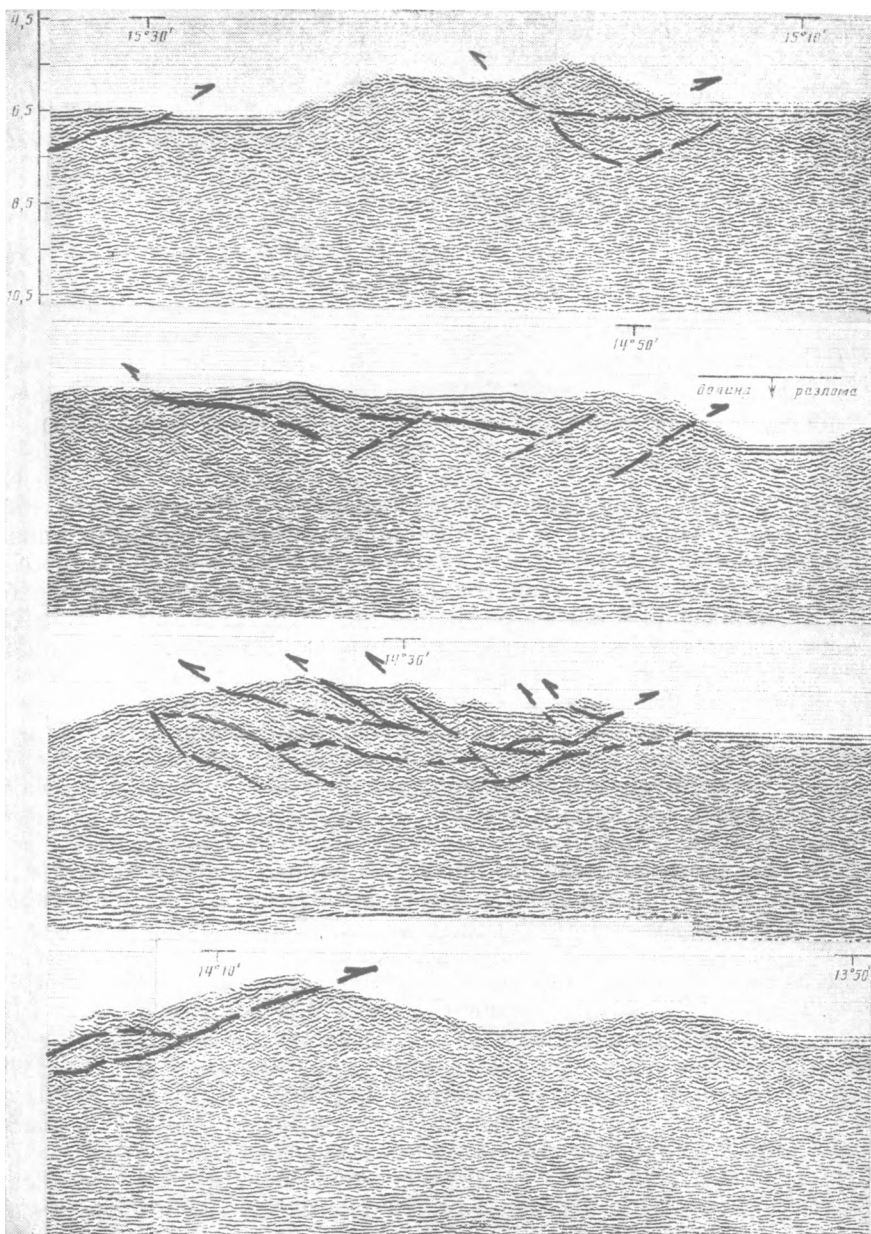


Рис. 2. Сейсмический профиль МОВ ОГТ 2/86 через зону разлома Зеленого Мыса (с миграционным преобразованием временного разреза)

глубиной 5200 м, шириной от 5 до 7 миль. Южный хребет выше северного, максимальные превышения хребтов над дном долины соответственно 2100 и 1300 м, ширина хребтов 20—25 миль.

Профиль в центральной части пересекает долину разлома. Дно долины покрыто осадками, которые представлены отчетливо слоистой толщей на записях НСП и на контрольной одноканальной записи МОВ ОГТ. Мощность осадков в долине 300 м. Южный борт долины лишен осадков; характерной особенностью северного борта является наличие осадочно-чехла мощностью 200—300 м, облекающего выступы сильно расчлененного рельефа. Рельеф дна на профиле изрезанный, перепады глубин между поднятыми и опущенными участками достигают 1000 м.

В составе консолидированной коры выделяются толщи пород, различающиеся по интенсивности и длине отражающих площадок (рис. 2).

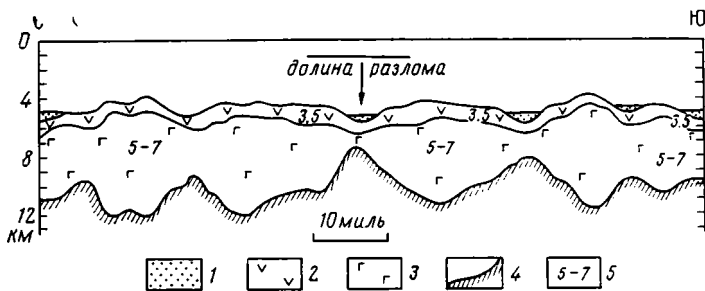


Рис. 3. Глубинный разрез литосферы зоны разлома Зеленого Мыса 1—3—слой океанической литосферы: 1—геофизический 1 (осадочная толща), 2—геофизический 2А (первая толща); 3—геофизические 2В, 2С, 3 (вторая толща); 4—поверхность Мохоровичича; 5—значения пластовых скоростей продольных сейсмических волн по данным перебора МОВ ОГТ, км/с

Первая толща (акустический фундамент) характеризуется интенсивными горизонтальными и слабонаклонными отражающими площадками протяженностью 0,5—2 км. Средняя пластовая скорость продольных сейсмических волн в этой толще оценивается по данным перебора МОВ ОГТ примерно в 3,5 км/с. Мощность ее составляет 1—1,5 км: она непрерывно прослеживается по всему профилю. Отражающие площадки образуют пологоволнистую структуру, конформную с рельефом дна. Намечается некоторая тенденция к уменьшению мощности толщи под депрессиями и увеличению под поднятиями (соответственно 0,6—0,7 и 1—1,6 км) (рис. 3). Для рассматриваемой толщи характерны отражающие площадки, группирующиеся в субгоризонтальные ветвящиеся горизонты, располагающиеся несогласно как по отношению к поверхности дна, так и к подошве данной толщи, что отчетливо видно на временном разрезе в пределах северного поперечного хребта. В районе южного хребта также намечаются подобные горизонты. Особенно отчетливо они фиксируются в верхах разреза первой толщи на северном борту депрессии, располагающейся непосредственно южнее долины разлома Зеленого Мыса (на южном склоне южного поперечного хребта) и на ее южном борту.

Вторая толща прослеживается в интервале глубин 4,5—12 км. Переход от первой толщи довольно резкий, отмеченный спадом интенсивности отраженных волн и уменьшением длины отражающих площадок. Мощность толщи крайне не выдержана. Под депрессиями она уменьшается до 3,5 км, достигая минимальных значений около 0,5 км под долиной разлома. Под поднятиями, обрамляющими депрессии, и под поперечными хребтами зоны разлома она увеличивается до 6—7 км, т. е. имеет место явная тенденция к образованию «корней» под позитивными структурами. Для толщи характерны в разной степени разобщенные отражающие площадки, на фоне которых с определенной степенью условности можно выделить отдельные протяженные, от 5 до 20 миль и более, субгоризонтальные и наклонные ветвящиеся горизонты. Они особенно четко выражены под поперечными хребтами. Под южным хребтом генеральное направление их падения южное, а под северным — северное. Скорость сейсмических волн в толще оценивается в 5—7 км/с, при точности определения не менее 30%. Ниже подошвы второй толщи скорости, по данным перебора, явно больше 7 км/с.

Геологическая интерпретация профиля МОВ ОГТ 2/86 представляется в следующем виде. Ступенчатое драгирование на полигоне III, по восточной рамке которого проходил профиль, показало, что нижняя часть северного борта долины разлома Зеленого Мыса сложена габброидами, базальтами и долеритами, а гипсометрически выше располагаются серпентинизированные гардбургиты (рис. 4). На южном борту также выделяются два комплекса пород: нижний — базальты, верхний — габбро и сильно тектонизированные пироксениты. Естественно предположить, что верхние комплексы находятся в аллохтонном залегании. Доказатель-

ством правомочности такого предположения являются результаты сейсмопрофилирования МОВ ОГТ.

Как указывалось выше, для первой толщи характерны отражающие площадки, группирующиеся в субгоризонтальные ветвящиеся горизонты. Эти горизонты и представляют собой пологие тектонические нарушения (надвиги). Наличие этих надвигов обусловило чешуйчато-надвиговую структуру поперечных хребтов. Чешуи имеют линейные размеры от 2 до 20 км и более. Основываясь на данных драгирования, можно утверждать, что тектонические чешуи сложены серпентинизированными гарцбургитами, кумулятивными габбро, пироксенитами и базальтами.

Этот вывод распространяется не только на поперечные хребты зоны разлома. В частности, на южном борту депрессии, расположенной непосредственно южнее долины разлома, в верхней части временного разреза отчетливо проявлен надвиг, плоскость которого наклонена на север. И на северном окончании профиля, уже на значительном удалении от разлома, на временном разрезе хорошо выражен надвиг, затрагивающий даже толщу слоистых осадков.

Как отмечалось выше, средняя пластовая скорость продольных сейсмических волн в первой толще оценивается приблизительно в 3,5 км/с. Вероятно, эта цифра отражает лишь некое среднее значение скоростей различных типов пород, слагающих первую толщу. В породах, драгированных в пределах поперечных хребтов зоны разлома Зеленого Мыса, измеренные скорости сейсмических волн значительно варьируют: от 3,4 км/с в серпентинизированных ультрабазах до 6,7 км/с в габброидах. При этом до 60% пород в драгах составляют серпентиниты и серпентинизированные ультрабазиты, поднятые чаще всего с верхних частей бортов долины разлома [17]. В последних вообще имеет место тенденция к резкому уменьшению скоростей по мере прогрессивной серпентинизации. По принятой же классификации рассчитанное для первой толщи значение скорости 3,5 км/с соответствует верхней части второго геофизического слоя океанической коры [29].

Вторая толща интерпретируется нами как нижняя часть второго слоя (слой 2 В и 2 С) и третий слой океанической коры. По аналогии с разрезами офиолитовых комплексов (палеоаналогов океанической коры) верхняя часть второй толщи представлена скорее всего образованиями дайкового комплекса, сменяющегося вниз габброидами и породами полосчатого комплекса. Скорости сейсмических волн, измеренные в образцах габброидов с кумулятивными структурами, относимых к полосчатому комплексу, составляют 6,67—6,95 км/с, что хорошо согласуется с интервалом скоростей, рассчитанных для второй толщи. Несомненно, что в строении этой толщи принимают также участие серпентинизированные ультрабазиты и амфиболиты: скорости сейсмических волн, измеренные в образцах драгированных пород, соответственно равны 5,19 и 5,93—6,56 км/с. Так же, как первая толща, вторая тектонически расслоена: выделяющиеся на временном разрезе субгоризонтальные горизонты внутри толщи интерпретируются как надвиги.

Подошва второй толщи рассматривается в качестве границы Мохоровичича (М), ниже которой залегают образования верхней мантии— в различной степени серпентинизированные ультрабазиты (преимущественно гарцбургиты с метаморфическими структурами).

В заключение данного раздела можно отметить, что скоростные характеристики и глубины залегания слоев океанической коры, установ-

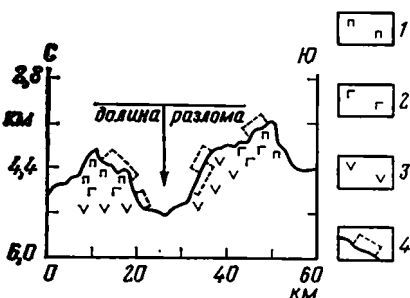


Рис. 4. Схема ступенчатых драгировок в зоне разлома Зеленого Мыса в районе профиля МОВ ОГТ 2/86
1 — серпентинизированные гарцбургиты и пироксениты; 2 — кумулятивные габбро; 3 — базальты и долериты; 4 — интервалы драгирования

ленные по результатам МОВ ОГТ на профиле 2/86, хорошо согласуются с данными, полученными при изучении методом преломленных волн расположенного в 350 милях южнее трансформного разлома Вима [36].

Загадку представляет выделяемая с определенной степенью условности на глубинах 12—16 км граница, ниже которой рассчитанные скорости сейсмических волн составляют 9 км/с и даже более. Конфигурация этой границы повторяет в первом приближении рельеф подошвы второй толщи (границы М). Если это действительно реальная физическая граница, тогда надо полагать, что здесь мы имеем дело с разделом внутри верхней мантии. Следует отметить, что подобная высокоскоростная граница на тех же глубинах была обнаружена в зоне разлома Атлантис в Северной Атлантике [22] и на профилях, пересекающих рифтовую долину Аравийско-Индийского хребта [6, 12].

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ВЫВОДЫ

Характерной и общеизвестной чертой строения глобальной системы срединно-океанических хребтов вообще и Срединно-Атлантического хребта (САХ) в частности является ее сильная раздробленность поперечными разломами. В Атлантике такие разломы встречаются через каждые 50—80 км по простиранию САХ, при этом разломы с расстоянием между смещенными сегментами рифтовой долины не более 30 км разделяют САХ на отрезки в 80—150 км. В тех случаях, когда это расстояние превышает 50 км, крупные разломы отстоят один от другого на 500—700 км. Наиболее густая сеть разломов, выраженных в рельефе дна сложным сочетанием хребтов и долин, отстоящих друг от друга на расстоянии в первые десятки километров, имеет место в приэкваториальной Атлантике.

Сейчас достаточно детально изучено несколько крупных разломов: Океанограф, Кейн, Вима, Романш и др. Подавляющее число разломов Атлантики не имеют глубинных характеристик. В последние годы ряд хорошо изученных разломов был исследован сейсмическим методом преломленных волн [4, 24, 26—28, 31, 32, 35, 37, 40]. При этом выяснилось, что зоны разломов подстилаются корой аномальной по сравнению с так называемой нормальной океанической корой. Верхнемантийные скорости продольных сейсмических волн (7,7—8,1 км/с) на отдельных участках разломов фиксируются на глубинах всего 2—3 км подо дном. Отмечается сильная изменчивость структуры коры вдоль простирания разломов с вариациями мощностей от 2—6 до 10 км. Очень существенно, что самая тонкая кора приурочена к центральной, наиболее глубокой части разломных долин. Кроме того, скоростная структура коры в зонах разломов отличается от «нормальной» аномально низкими скоростями продольных сейсмических волн, особенно в верхах скоростного разреза, относительно высоким скоростным градиентом и отсутствием преломляющих горизонтов, типичных для третьего геофизического слоя. Исследования самого последнего времени, в том числе и методом отраженных волн (многоканальное профилирование МОВ ОГТ), показали, что аномальная кора подстилает и небольшие разломы Атлантики, такие, как Блэк Спур и др. [11, 33]. При этом выяснилось, что имеет место постепенное утонение коры в зонах шириной 20—40 км по направлению к разломной долине.

Первые же целенаправленные геологические работы по изучению разломов Атлантики (Вима, Романш) показали, что в их пределах вскрываются все разновидности пород океанической коры и верхов мантии — базальты, долериты, габбро, ультрабазиты, а также зеленые сланцы, амфиболиты, различные осадочные и тектонические брекчии. В результате драгирования бортов разломных долин была установлена асимметрия в распределении различных типов пород на противоположных бортах разломного трога: ультрабазиты встречались на всех глубинах в пределах трога и поперечных хребтов, неоднократно чередуясь с базальтами и габбро [23]. Появление серпентинитов и серпентинизированных ультрабазитов в разрезе поперечных хребтов и образование са-

мих хребтов обычно связывают с внедрением серпентинитовых протрузий. Это внедрение, по мнению ряда авторов, обусловлено глубоким проникновением разломов в верхнюю мантию и серпентинизацией ультрабазитов с увеличением объема вследствие циркуляции морской воды внутри зон разломов, которая проникает глубоко в мантию благодаря сильной тектонизации пород [5 и др.].

В результате ступенчатого драгирования бортов долины разлома Зеленого Мыса нами были получены серпентинизированные ультрабазиты (преимущественно гарцбургиты), габброиды с кумулятивными структурами и полосчатыми текстурами, долериты, базальты, а также амфиболиты, зеленые сланцы, офикальциты, известняки, различные тектонические и осадочные брекчии. Поднятые породы представляют собой фрагменты дунит-гарцбургитового, полосчатого и долерит-базальтового комплексов, аналогичных образованиям офиолитовых ассоциаций. В ненарушенных разрезах океанической коры базальты и долериты входят в состав второго слоя, породы полосчатого комплекса отвечают низам третьего слоя, а ультрабазиты — верхам мантии. Распределение различных типов пород в пространстве, отличное от таких разрезов, обнаружение глубинных образований — ультрабазитов и габбро — преимущественно в самых верхних частях поперечных хребтов, повсеместная интенсивная тектонизация пород свидетельствуют о тектонических соотношениях различных комплексов и позволяют предполагать чешуйчато-надвиговое строение поперечных хребтов и всей зоны разлома Зеленого Мыса в целом [17]. Появление глубинных пород в верхах разреза поперечных хребтов, по-видимому, обусловлено тектоническим скупиванием, которое могло реализоваться только в условиях интенсивного тангенциального сжатия.

Примеров проявления тектонического скупивания, деформаций глубинных масс в Мировом океане в настоящее время накопилось уже достаточно много. Как указывал еще в 1975 г. А. В. Пейве, «процессы сжатия и скупивания океанической коры современных океанов в моделях новой глобальной тектоники исключаются, хотя в действительности океаническая кора, как и кора континентальная, формируется в процессе чередования эпох сжатия и растяжения и что, таким образом, разнотипные деформации, в том числе складчатые, должны происходить и внутри океанических плит, если последние существуют довольно длительное время» [13, с. 3]. В той же работе разбираются убедительные примеры проявления тектонического скупивания в пределах САХ. Существование тектонических покровов и разноуровневых горизонтальных поверхностей срывов в океанической коре Атлантики обосновывалось Н. А. Богдановым [1]. Сводка данных последних лет, касающихся покровного строения банки Горриндж, материалов глубоководного бурения западнее Азорских островов, могущих указывать на тектонические перемещения глубинных масс большого масштаба, гравиметрических данных по тропической зоне САХ, указывающих на наличие плотных мантийных пород в верхних частях возвышенностей, приведена в работе Ю. М. Пушаровского с соавторами [15]. Сюда же следует добавить обнаружение габброидов и ультрабазитов на подводных грядках в Бразильской котловине [7], гравиметрические данные по зонам разломов Вима, Вернадского и др., свидетельствующие о залегании ультраосновных пород в самых верхних частях поперечных хребтов [4].

Аналогичные примеры имеются и в Тихом океане. В зонах разломов Кларифон и Нова, в хр. Муссау выявлены сильно нарушенные разрезы коры. Присутствие ультрабазитов и габбро в верхних частях приразломных поднятий связывается с горизонтальными перемещениями коровых и верхнемантийных масс [16, 18]. Утолщение коры под океаническими поднятиями Шатского, Хесса, Онтонг-Джава и некоторыми другими также объясняется процессами тектонического скупивания [16, 21].

В последнее время с помощью многоканального сейсмического профилирования МОВ ОГТ выявлены тектонические деформации внутри океанической коры. Так, на профиле через САХ по 20° ю. ш. внутри

третьего слоя установлена система пологих тектонических деформаций, наклоненных на восток. Они прослеживаются на расстояние до 200 км, не отражаясь во втором и первом слоях коры. Профиль свидетельствует не только о горизонтальных смещениях в океанической коре, но и о дисгармонии в проявлении деформаций в различных слоях [14, 15]. На профилях МОВ ОГТ в западной части Северной Атлантики между поверхностью Мохоровичича выделяется неровный, латерально не выдержанный горизонт, расположенный слишком глубоко, чтобы быть границей второго и третьего геофизических слоев. Этот горизонт получил в литературе название «горизонт *R*». Наличие таких внутрикоровых рефлекторов привело исследователей к обоснованному выводу о расслоенности океанической коры более высокого порядка по сравнению с существующими простыми моделями [33]. Подобные горизонты внутри второго и третьего слоев выявлены на профилях многоканального сейсмического профилирования методами отраженных и преломленных волн и в Тихом океане, в районе зоны разлома Молокаи [38].

Сейчас появилось столько фактов, свидетельствующих о масштабности процессов тектонического сучивания, сжатия в океанической литосфере, что они не могут не учитываться гипотезой тектоники плит, в своем ортодоксальном виде постулирующей абсолютную жесткость литосферных плит. Для объяснения образования цепей подводных гор, трансформных разломов, надвигов и сдвигов в литосфере центральных частей океанов сторонниками этой гипотезы привлекаются явления термальной стресса, обусловленного остыванием плит по мере эволюции океанической литосферы, и термальной контракции, приводящие к расслоенности литосферы [25, 34, 39]. Признавая реальность процессов сжатия и растяжения коры в зонах океанических разломов, исследователи объясняют этот феномен изменением направления спрединга и приходят к выводу о том, что эти разломы являются районами разнообразной геологической активности, в значительной степени определяющей структуру и эволюцию океанских недр [2].

По своей генеральной структуре зоны разломов Атлантики представляют собой сочетание грабенов (долины разломов) с линейными положительными формами рельефа (поперечные хребты, обрамляющие долины разломов). Анализ материалов о поверхностном и глубинном строении зон разломов привел некоторых исследователей к справедливому выводу о важной роли в формировании этих разломов напряжений растяжения, ориентированного вдоль оси срединно-океанических хребтов [20]. Было также высказано мнение, что при формировании инфраструктуры океанической коры в зонах разломов Атлантики преобладают раздвиговые усилия [8]. Грабенообразная форма долин разломов, нередко с крутыми бортами и узким ущельем в осевой части, разуплотнение мантийного вещества по оси разломов, высокий тепловой поток, проявления в некоторых разломах специфического базальтового вулканизма со щелочным уклоном свидетельствуют в пользу подобных выводов. Более того, как уже отмечалось выше, САХ, особенно в его центральной части, рассечен густой сетью поперечных разломов, при этом небольшие разломы отстоят один от другого всего лишь на первые десятки километров. Однако под ними также установлено утонение коры. Причем это утонение с подъемом мантийного материала происходит постепенно по мере приближения к долинам разломов. В результате по простиранию САХ имеет место гребенчатая, четко видная форма поверхности Мохоровичича: максимально тонкая кора под центральными, наиболее глубокими частями долин разломов и постепенное утолщение ее при движении в стороны от них. Такая картина обусловлена скорее всего растяжением, ориентированным вдоль оси САХ, при этом долины разломов формируются в сравнительно узких ослабленных зонах.

Если в пределах поперечных хребтов действительно широко распространены явления тектонического сучивания масс, тогда логично это сучивание связать с компенсационным сжатием: раздвиг и утонение

коры под долиной разлома сопровождаются надвигообразованием в хребтах, с формированием структур типа обдуктивных. При этом оси сжатия и растяжения занимают положение, близкое к горизонтальному. В этой ситуации на границе областей сжатия и растяжения должны образовываться право- и левосторонние сдвиги — трансформные разломы [10]. Заманчиво также это сжатие частично связать с наблюдаемым в настоящее время сокращением радиуса Земли [там же].

В офиолитовых разрезах (палеоаналогах океанической коры) и в разрезе коры современных океанов устанавливается ряд поверхностей горизонтальных тектонических срывов: внутри дунит-гарцбургитового комплекса, в основании полосчатого и между габброидами и образованиями дайкового комплекса [1]. На ранней стадии формирования обдуктивных структур именно по этим срывам происходило движение глубинных масс.

Деформации пород, драгированных нами в зоне разлома Зеленого Мыса, так же, как и в других разломах Атлантики (дробление, катаклаз, милонитизация габброидов и ультрабазитов, структуры пластического течения в последних), носят ярко выраженный характер деформаций сжатия. Наличие таких деформаций в породах зоны разлома Зеленого Мыса подтверждено петрофизическими исследованиями. Частично эти деформации можно связать с выведением глубинных пород в верхние горизонты коры в процессе надвигообразования. Густая сеть разломов, особенно в экваториальной Атлантике, предопределяет, таким образом, региональный характер деформаций пород в пределах всего САХ.

Сказанное выше иллюстрирует гипотетическая схема развития зон поперечных океанических разломов (рис. 5). Важным следствием из предложенной схемы является, как это ни парадоксально, отсутствие «нормальной» океанической коры в пределах САХ, особенно в центральной



Рис. 5. Стадии развития зон поперечных разломов Атлантики: а — начальная, б — формирования тектонических срывов, в — образования зон скупивания в пределах поперечных хребтов
1—3 — слои океанической литосферы: 1 — второй, 2 — третий, 3 — верхняя мантия; 4 — тектонические срывы; 5 — векторы напряжений растяжения, приуроченного к долинам разломов

части Атлантики. Поскольку разломы располагаются через каждые 50—80 км по простиранию САХ, а кора под ними и в их окрестностях аномальная, то это обстоятельство является главной причиной существования тектонических неоднородностей в глобальном масштабе. На участках, где ширина зон аномально тонкой коры, подстилающей центральной части долин разломов, и утоненной, прослеживающейся к северу и к югу от них, сопоставима с расстояниями между разломами, «нормальная» кора должна отсутствовать вовсе. Именно в такой ситуации оказывается вся приэкваториальная Атлантика. И такая картина может быть свойственна не только осевой части САХ, но и глубоководным котловинам (уже приводившийся выше пример нахождения ультрабазитов и габброидов на подводных грядках в Бразильской котловине [7]). Весьма существенно, что это положение может быть верно и для районов САХ, удаленных от зон разломов. Так, скважина глубоководного бурения 395, специально пробуренная вне зон разломов, на участке с предположитель-

но «нормальной» корой (в 75 милях южнее разлома Кейн, на западном фланге САХ, в районе 4-й магнитной аномалии), под 57 м базальтов вскрыла зону брекчий, состоящий из обломков базальтов, габбро, тектонизированных гарцбургитов и лерцолитов. Исследователи, участвовавшие в бурении, весьма определенно указывают, что габбро-периодитовый комплекс может быть важным элементом второго геофизического слоя [30]. Детальные сейсмические работы в районе скважины вместо ожидаемой там «нормальной» коры выявили по сути ту же аномальную структуру: мощность коры составляет всего 3,5 км, скорости продольных сейсмических волн во втором и третьем слоях понижены (соответственно 4, 6 и 6,6 км/с), слои отчетливо не идентифицируются, отмечается сильная изменчивость и неупорядоченность сейсмического разреза в целом [там же].

Как отмечала Г. Н. Савельева [19], гипсометрическое положение ультрабазитов и габбро в рельефе дна Атлантики охватывает весь доступный наблюдения интервал глубин — 7—8 км. Уровень их залегания не зависит ни от приуроченности к определенному типу морфоструктур, ни от их расположения относительно рифтовой долины САХ. Другими словами, существующая картина распределения различных типов пород в разрезе океанической коры не укладывается в простую 3-слойную геофизическую модель. Имея в виду все вышесказанное, модель строения океанической коры Атлантики можно скорее определить как чешуйчато-блоковую.

Нельзя не согласиться с Р. Колманом [9], который указывал, что для сейсмических данных вообще характерна тенденция к осреднению неоднородностей как океанической, так и континентальной коры, и что при реконструкциях, основанных на сейсмических профилях, мы получаем очень упрощенную последовательность слоев.

Новейшие исследования показали, что в срединно-океанических хребтах ширина зоны, в которой доминирует растяжение в направлении, перпендикулярном к простиранию рифтовых долин, в ряде случаев не превышает нескольких км [10]. По измерениям напряженного состояния пород, сделанных *in situ* в базальтах и других массивных породах Исландии, растяжение в горизонтальном направлении было обнаружено только в узкой зоне шириной 2,5 км в северной части центрального грабена. К западу и востоку от нее обнаружены сжимающие напряжения, ориентированные перпендикулярно к зияющим трещинам, связанным с процессом спрединга [там же]. Таким образом, не исключено, что практически вся площадь САХ, за исключением относительно узких рифтовых зон и троговых долин разломов, в настоящее время подвержена сжимающим напряжениям, ориентированным параллельно и перпендикулярно оси САХ. Стало быть, процесс сжатия, тектонического сучивания в Атлантике происходит в настоящее время. Судя по находкам офиолитовых олистостромов допозднемиоценового возраста [13], этот процесс имел место уже в палеогене. В то же время разнообразные деформации и метаморфизм, как видно по результатам глубоководного бурения и драгирования, существовали в породах до отложения этих олистостромов. Отсюда следует, что существовал по крайней мере еще один, более древний, этап тектонического сучивания.

Размеры, ориентировка и строение разломов Атлантики разные, но систематическому изучению эти структуры еще только начинают подвергаться. Появляющиеся новые геолого-геофизические данные поднимают проблемы, требующие новых подходов и идей, чтобы геологически осмыслить разрывную тектонику центральных областей океанов. Попытка такого рода и реализована в настоящей статье.

Авторы благодарны акад. Ю. М. Пушаровскому за постоянное внимание к проводимым исследованиям, а также генеральному директору ВМНПО «Союзморгео» Я. П. Маловицкому за содействие в организации работ по многоканальному сейсмическому профилированию на НИС «Академик Николай Страхов».

1. Богданов Н. А. О тектоническом скучивании коры в океанах//Тектоническое развитие земной коры и разломы. М.: Наука, 1979. С. 133—146.
2. Bonatti Э., Крэйн К. Океанические зоны разломов//В мире науки. 1984. № 7. С. 14—27.
3. Буданов В. Г., Бурьянов В. Б., Русаков О. М., Соловьев В. Д. Структуры литосферы зон разломов экваториальной Атлантики (7° с. ш.—10° с. ш.)//Геофиз. журн. 1980. Т. 2. № 4. С. 12—22.
4. Глубинные разломы океанского дна. М.: Наука, 1984. 221 с.
5. Дубинин Е. П. Трансформные разломы океанской литосферы. М.: Изд-во МГУ, 1987. 181 с.
6. Зверев С. М., Косминская И. П., Непрочнов Ю. П., Рыкунов Л. Н. Методика и перспективы сейсмических исследований земной коры — верхней мантии океанов//Методика геофизических исследований океанов. М.: Наука, 1974. С. 14—27.
7. Казьмин В. Г., Левченко О. В., Мерклин Л. Р. и др. Некоторые особенности структуры океанической коры на примере Бразильской котловины//Геотектоника. 1986. № 2. С. 46—55.
8. Коган Л. И., Зоненшайн Л. П., Сорохтин О. Г. Особенности тектонического строения некоторых разломов Атлантики и Тихого океана (по данным ГСП—МОВ)//Геотектоника. 1985. № 2. С. 104—119.
9. Колман Р. Г. Офиолиты. М.: Мир, 1979. 282 с.
10. Кропоткин П. Н., Ефремов В. Н., Макеев В. М. Напряженное состояние земной коры и геодинамика//Геотектоника, 1987. № 1. С. 3—25.
11. Маттер Дж. С. Сейсмические изображения границ литосферных плит//В мире науки. 1986. № 4. С. 28—39.
12. Непрочнов Ю. П., Ельников И. Н., Холопов В. В. Геофизические данные о строении земной коры рифтовой зоны и окружающих ее областей//Исследования по проблеме рифтовых зон Мирового океана. М.: Наука, 1972. С. 23—31.
13. Пейве А. В. Тектоника Срединно-Атлантического хребта//Геотектоника. 1975. № 5. С. 3—17.
14. Пуцаровский Ю. М. Особенности геологической истории Тихоокеанской области Земли: XXVI чтение им. В. И. Вернадского. М.: Наука, 1986. 29 с.
15. Пуцаровский Ю. М., Ельников И. Н., Перфильев А. С. Новые данные о глубинном строении Срединно-Атлантического хребта на 20° ю. ш.//Геотектоника. 1985. № 5. С. 5—13.
16. Пуцаровский Ю. М., Разницын Ю. Н. Каролинская океаническая ступень//Геотектоника. 1986. № 6. С. 40—54.
17. Пуцаровский Ю. М., Разницын Ю. Н., Пейве А. А. и др. Новые данные о строении и вещественном составе разлома Зеленого Мыса в Центральной Атлантике//ДАН СССР. 1987. Т. 293. № 6. С. 1459—1463.
18. Рудник Г. Б., Меланхолина Е. Н., Пуцаровский Ю. М. Вещественный состав океанической коры в структурах Северной Пацифики//Геология Мирового океана. 27-й МКК. Докл. Т. 6. Ч. I. М.: Наука, 1984. С. 104—113.
19. Савельева Г. Н. Габбро-ультрабазитовые комплексы офиолитов Урала и их аналоги в современной океанической коре. М.: Наука, 1987. 246 с.
20. Соловьева И. А. О поперечных нарушениях срединно-океанических хребтов//Геотектоника. 1981. № 6. С. 15—31.
21. Строение дна Северо-Запада Тихого океана. М.: Наука, 1984. 231 с.
22. Удинцев Г. Б., Берснев А. Ф., Вержбицкий Е. В. и др. Геолого-геофизические исследования в VI рейсе НИС «Академик Курчатов» в Северной Атлантике//Строение земной коры и верхней мантии морей и океанов. М.: Наука, 1973. С. 3—27.
23. Bonatti E., Honnorez J. Sections of the Earth's crust in the Equatorial Atlantic//J. Geophys. Res. 1976. V. 81. N 23. P. 4104—4116.
24. Calvert A. J., Whitmarsh R. B. The structure of the Charlie-Gibbs Fracture zone//J. Geol. Soc. 1986. V. 143. N 5. P. 819—821.
25. Collette B. J. Thermal contraction joints in a spreading sea-floor as origin of fracture zones//Nature. 1974. V. 251. N 5473. P. 299—300.
26. Cormier M. N., Detrick R. S., Purdy G. M. Anomalously thin crust in oceanic fracture zone: new seismic constraints from the Kane fracture zone//J. Geophys. Res. 1984. V. 89. N B712. P. 10249—10266.
27. Detrick R. S., Purdy G. M. The crustal structure of the Kane Fracture zone from seismic refraction studies//J. Geophys. Res. 1980. V. 85. N B7. P. 3759—3777.
28. Detrick R. S., White R. S., Purdy G. M. Crustal structure of oceanic fracture zones from refraction studies//J. Geol. Soc. 1986. V. 143. N 5. P. 739.
29. Houtz R. E., Ewing J. Upper crustal structure as a function of plate age//J. Geophys. Res. 1976. V. 81. N 14. P. 2490—2498.
30. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project V. XLV. Wash.: D. C., 1979. 717 p.
31. Loudon K. E., White R. S., Potts C. G., Forsyth D. W. Structure and seismotectonics of the Vema Fracture zone//J. Geol. Soc. 1986. V. 143. N 5. P. 795—805.
32. Ludwig W. J., Rabinowitz P. D. Structure of Vema fracture zone//Marine Geol. 1980. V. 35. N 1—3. P. 99—110.
33. NAT Study Group. North Atlantic Trasect: a wide-aperture, two-ship multichannel seismic investigation of the oceanic crust//J. Geophys. Res. 1985. V. 90. N B12. P. 10.321—10.341.
34. Parmentier E. M., Haxby W. F. Thermal stresses in oceanic lithosphere: evidence from geoid anomalies in fracture zones//J. Geophys. Res. 1986. V. 91. N B7. P. 7193—7204.

35. *Potts C. G., Williams C. A., Calvert A. J., White R. S.* The Tydeman: morphology and seismic structure of old fracture zone crust//*J. Geol. Soc.* 1986. V. 143. N 5. P. 789—793.
36. *Potts C. G., White R. S., Loudon K. E.* Crustal structure of Atlantic fracture zones — II. The Vema fracture zone and transverse ridge//*Geophys. J. R. Astr. Soc.* 1986. V. 86. P. 491—513.
37. *Schreiber E., Fox P. J.* Density and *P*-wave velocity of rocks from the FAMOUS region and their implication to the structure of the oceanic crust//*Geol. Soc. Amer. Bull.* 1977. V. 88. N 4. P. 600—608.
38. *Brinkl U. S., Brocher T. M.* Multichannel seismic evidence for variations in crustal thickness across the Molokai fracture zone in the Mid-Pacific//*J. Geophys. Res.* 1988. V. 93. N B2. P. 1119—1130.
39. *Turcotte D. L.* Are transform faults thermal contraction cracks?//*J. Geophys. Res.* 1974. V. 79. P. 2573—2577.
40. *White R. S.* Atlantic oceanic crust: seismic structure of a slow spreading ridge//*Ophiolites and oceanic lithosphere*/Eds Gass I. G., Lippard S. J., Shelton A. W. Department of Earth Sciences. The Open University Milton Keynes, 1984. P. 101—112.

Геологический институт
АН СССР, Москва,
109017

Поступила в редакцию
16.IX.1987

УДК 551.243(262.5)

**ВОЛЬВОВСКИЙ Б. С., ВОЛЬВОВСКИЙ И. С., ИСМАГИЛОВ Д. Ф.,
КОГАН Л. И., МОСКАЛЕНКО В. Н., ШЛЕЗИНГЕР А. Е.****СТРУКТУРА ОСНОВАНИЯ ЧЕРНОМОРСКОГО
ГЛУБОКОВОДНОГО БАССЕЙНА***80-летию выдающегося советского
геолога Владимира Владимировича
Белюсова посвящается*

В статье рассматриваются новые результаты региональных сейсмических исследований МОГТ в Черном море. На основании сопоставления временных разрезов МОГТ и ГСЗ и их совместной интерпретации составлены схемы строения основания и поверхности консолидированной коры глубоководного Черноморского бассейна.

В последние годы в центральной глубоководной части Черного моря проведено более 150 региональных профилей МОГТ [8]. Наибольшая глубинность освещения строения земной коры достигнута на профилях НИС «Профессор Штокман» [6] и итальянской экспедиции на НИС «Марсили». Вместе с проведенными ранее профилями ГСЗ [4] они составляют надежную основу для изучения структуры и возможного вещественного состава основания Черноморской впадины.

Преломленные волны, связываемые с поверхностью консолидированной коры, занимают на годографах КМПВ и ГСЗ наибольший по протяженности и длительности записи интервал регистрации. По кинематическим и динамическим параметрам они подразделяются на две группы. Первая, характеризующая строение поверхности «гранитного» слоя ($V^* = 5,2-6,5$ км/с, $f = 5-7$ Гц, $\alpha_{\text{эф}} = (2-16) \cdot 10^{-5}$ м⁻¹), выделена по периферии Черного моря и на Центрально-Черноморском поднятии. Вторая, связанная с поверхностью «базальтов» ($V^* = 5,8-7,6$ км/с, $f = 4-6$ Гц, $\alpha_{\text{эф}} = (2,3-10) \cdot 10^{-5}$ м⁻¹), зарегистрирована в основном во внутренних районах моря [4]. Поле отраженных волн на профилях МОГТ во внутренних районах Черного моря характеризуется наличием многочисленных весьма протяженных регулярных колебаний примерно одинаковой интенсивности и выразительности на глубинах до 15—20 км (до 10—14 с), что указывает на частое переслаивание литологически неоднородных образований, обладающих устойчивостью литологического состава отдельных пачек или пластов на значительной площади. Характерной особенностью записи отраженных волн является также их отчетливая краткая повторяемость. Однако опорные отражения хорошо прослеживаются и коррелируются на протяжении десятков и сотен километров [8].

Выделенная глубокая отражающая граница H фиксируется практически повсеместно (по огибающей криволинейных осей синфазности дифрагированных волн и по элементам прислонения к ней вышележащих отражающих границ). Отражения от границы H обладают всеми свойствами, присущими волновым полям, полученным при отражении от денудационной поверхности: многофазностью записи, наложением дифрагированных волн, обусловленных широковатостью границы, разрывами корреляции и т. д. Выделение и корреляция отражений H сделаны достаточно надежно благодаря специфической относительно низкочастотной (10—15 Гц) их записи и несогласному с ними прослеживанию вышележащих отражений. Ниже границы H сейсмическая запись весьма хаотична. Однако на отдельных участках на больших глубинах (до 13 с) регистрируются сравнительно протяженные пологие и крутонаклонные

оси синфазности, скоростной анализ которых указывает на их связь с реальными отражениями. Так, в Западно-Черноморской впадине на небольших участках профиля ШТ-5 в интервале 11—13 с намечаются отдельные фрагменты отражающих границ. Они свидетельствуют о дислоцированности и повышенной уплотненности пород, залегающих ниже (до 2 с) отражающей границы *H*. Выше границы *H* практически повсеместно в пределах Западно-Черноморской и Восточно-Черноморской впадин выделяются и непрерывно прослеживаются отражения от горизонтов III и II. На основе увязки с временными сейсмическими разрезами в Нижнекамчийском прогибе и с шельфовыми и береговыми скважинами констатируется, что они фиксируют мощный (5—6 км) комплекс эоцен-палеоценовых и, возможно, верхнемеловых отложений [3, 7, 8]. Эти осадочные горизонты являются одними из наиболее акустически сильных отражающих границ и по характеру сейсмической записи легко опознаются во всей внутренней акватории Черного моря [8].

Строение основания (консолидированной коры) в центральных частях Черноморского бассейна по-прежнему в основном строится на данных ГСЗ [4]. Однако благодаря исследованиям МОГТ появилась возможность определить более надежно и с большей точностью пластовые (интервальные) скорости распространения сейсмических волн в низах осадочного разреза, с большей детальностью изучить структуру основания и уточнить ее пространственное положение. В этих целях проведено сопоставление материалов МОГТ и ГСЗ по ряду совмещенных и пересекающихся профилей.

Наиболее простой способ сопоставления состоял в следующем: по материалам МОГТ и ГСЗ определялся согласованный скоростной разрез, по его параметрам рассчитывался временной разрез для отраженных волн и сопоставлялся с реальным разрезом МОГТ. Это достаточно жесткий критерий сопоставления при условии однородности обособленных преломляющими границами комплексов пород ($V_r = V_{пл} = V^*$), т. е. когда вариации разделения волн по значениям кажущихся скоростей ограничены, и это можно проконтролировать по совокупности годографов первых вступлений. В этом случае оптимальное решение, связанное с минимумом расхождения реальных и расчетных временных разрезов, находится однозначно. При существенно неоднородной реальной среде, какой является разрез Черного моря, и резко негоризонтальном рельефе границ вариации кажущихся скоростей на годографах преломленных волн оказались незакономерно изменчивыми. В этих условиях для сопоставления разрезов МОГТ и ГСЗ пришлось воспользоваться способом пересчета T_0 (время прохождения волны) (КМПВ) в T_0 (МОВ) для каждого пункта регистрации (пункта взрыва), т. е. проводить сопоставление на временном уровне, свободном от искажающих влияний, вызванных неоднородностями строения среды.

Величины T_0 в МОВ и КМПВ связаны между собой соотношением: $T_0(\text{МОВ}) = K \cdot T_0(\text{КМПВ})$, где $K = 1/\cos i = 1/\cos(\arcsin \bar{V}/V_r) = 1/[1 - (V/V_r)^2]^{1/2}$, т. е. точность пересчета $T_0(\text{КМПВ})$ в $T_0(\text{МОВ})$ зависит в основном от погрешности вычисления коэффициента K . Она более высокая для границ с большими значениями граничной скорости (V_r) и малыми значениями средней скорости (\bar{V}). Для глубоких горизонтов осадочного чехла и поверхности консолидированной коры Черного моря погрешность глубины их залегания оценивается в 6—10%. Анализ скоростных разрезов МОГТ показывает [8], что точность определения исходных величин средней скорости до поверхности консолидированной коры в центральных районах Черного моря составляет $\pm 0,15$ км/с (рис. 1). Средняя скорость в консолидированной коре по материалам ГСЗ определяется с точностью $\pm 0,25$ км/с [4]. Практически с такой же точностью ($\pm 0,2$ км/с) определяется значение граничной скорости. Учитывая, что положение временных границ в консолидированной коре на разрезах ГСЗ оценивается с погрешностью $\pm 0,5$ с [4], точность вычисления коэффициента K была принята равной $\pm 0,2$ км/с. Для пересчета были использованы средние скорости, полученные по данным МОГТ, и

граничные скорости, снятые с опубликованных разрезов ГСЗ [2]. Величина K определялась для каждого годографа преломленных волн, при этом величины средних скоростей для конкретных значений граничных скоростей несколько различались в зависимости от глубины залегания границы и характера покрывающих отложений. Результаты сопоставления приведены на рис. 2. Видно, что поверхность консолидированной коры в центральной части Черного моря, отождествляемая на разрезах ГСЗ с преломляющей границей со скоростями $V_r=6,6-6,8$ км/с, залегает значительно глубже (временной интервал 11,0—11,5 с) отражающих горизонтов II и III (с временными интервалами 7—9 и 8—10 с соответственно). Отражающая граница H , отвечающая поверхности регионального несогласия, в западной части Центрально-Черноморского поднятия погружается под отражающие горизонты II и III и прослеживается до глубины временного интервала 10—10,5 с, где, по данным ГСЗ, располагается поверхность консолидированной коры с $V_r=5,6-6,0$ км/с. На приведенном временном разрезе по профилю ШТ-5 (см. рис. 2, а), особенно на западных его пикетах, на больших глубинах (до 11,5—13,0 с) выделяются довольно протяженные (15—25 км) оси синфазности высокой интенсивности, чередующиеся с не менее протяженными участками полного или почти полного отсутствия записи с перекрещивающимися и кулисно сходящимися короткими осями. Визуальный анализ и элементарный расчет указывают на возможное присутствие в этом временном интервале кратных волн, отраженных от морского дна и от сейсмически «сильных» вышележащих горизонтов. При практически горизонтальном расположении отражений на временном разрезе очень трудно отделить возможные полезные записи на этих временных интервалах от кратных волн. И тем не менее, как об этом говорилось выше, есть достаточные основания связывать эти разрозненные оси синфазности с реальной сейсмической границей. В Восточно-Черноморской впадине на профилях ГСЗ-14, 15, 16 [4], расположенных несколько севернее профиля МОГТ BS-1B, выделяется преломляющая граница с $V_r=6,3$ км/с, отождествляемая с поверхностью консолидированной коры (здесь «гранитного» слоя). Она также сопоставляется с фрагментами отражающей границы H , залегающей здесь на временных интервалах $\sim 9,5$ с.

Приведенные материалы и фрагментарные сопоставления по другим профилям показывают, что кровля консолидированной коры на разрезах ГСЗ и отражающая граница H на разрезах МОГТ в местах их совместного прослеживания в Западно-Черноморской и Восточно-Черноморской впадинах совпадают, представляя собой единую поверхность консолидированной коры.

Таким образом, основание Черноморского глубоководного бассейна определяют отражающая граница H и преломляющая граница с граничными скоростями $V_r=6,6-6,8$ км/с. По периферии впадин высокоскоростная преломляющая граница и отражающая граница H расходятся. Первая из них, связанная с поверхностью «гранитного» слоя, полого воздымается, на сейсмических разрезах МОГТ она не выделяется. Сейсмическая граница H по периферии Западно-Черноморской и Восточно-Черноморской впадин испытывает более крутой подъем. Она связана здесь с поверхностью, к которой прислоняются вышележащие слои и которая срезает, особенно в верхней части, нижележащие слои осадочного чехла. Комплекс пород, заключенный по периферии Западно-Черноморской и Восточно-Черноморской впадин между высокоскоростной преломляющей границей — кровлей консолидированной коры и отражающей границей H , представляет платформенный (добассейновый) чехол. Его мощность достигает 2—3 км. Кровля платформенного чехла, погружающаяся в сторону впадины и срезанная склоновой подводной эрозией, определяет динамическую выраженность отражающей границы H .

Таким образом, в центральных районах Черноморской впадины отражающая граница H приурочена к днищу и погребенным континентальным палеосклонам глубоководного Черноморского бассейна. За преде-

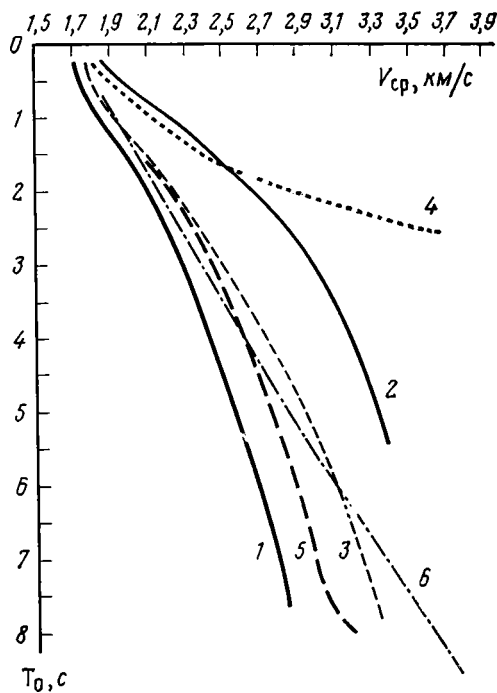


Рис. 1. Зависимости скорости распространения упругих волн от глубины $\bar{V}(T_0)$. Составил И. С. Вольвовский
 1—4 — по данным МОГТ [8]: для Западно-Черноморской впадины (1), для Восточно-Черноморской впадины (2), обобщенная кривая для глубоководных впадин (3), для шельфа (на примере Гудаутско-Очамчирского района) (4); 5 — по профилю МОГТ ШТ-5 для Западно-Черноморской впадины, 6 — по данным ГСЗ для Западно-Черноморской впадины [1]

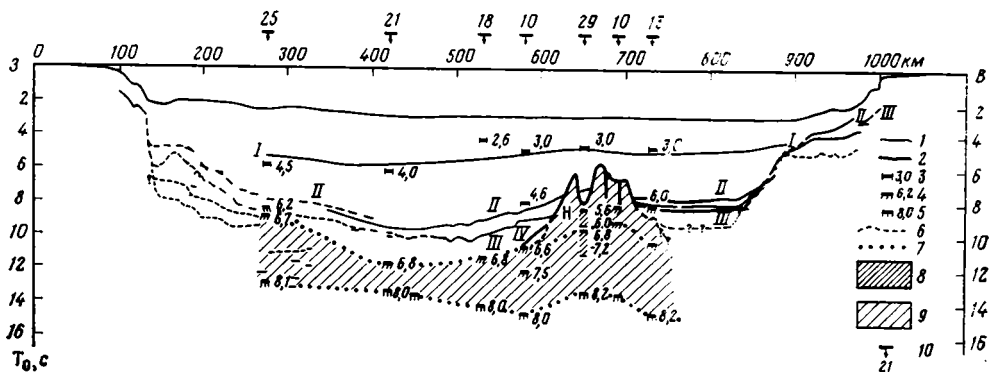


Рис. 2. Сопоставление временных сейсмических разрезов МОГТ и ГСЗ: по профилю ШТ-5. Составил В. Н. Москаленко
 1 — опорные отражающие границы; 2 — отражающая граница *H*; 3—5 — преломляющие границы: в осадочной толще по данным ГСЗ (3), в консолидированной коре (4) и в верхней части мантии (5); 6 — предполагаемое положение отражающих границ; 7 — предполагаемое положение преломляющих границ; 8 — интервал возможного положения преломляющей границы; 9 — консолидированная кора; 10 — пикеты пересечения с профилями ГСЗ. I, II, III, IV — сейсмические горизонты внутри осадочного чехла

лами допалеогенового палеосклона она переходит на гипсометрическом уровне залегания отражающего горизонта I (кровля олигоцена — миоцена) в согласно лежащие слои осадочного чехла. Аналогичная картина наблюдается и в пределах доплиоценового палеосклона, где сейсмический горизонт *H* приурочен к относительно крутой, затронутой плоскостным срезом его поверхности. В районах сопряжения допалеогенового и доплиоценового погребенных континентальных палеосклонов отражаю-

шая граница *H* регистрируется на всем их протяжении как единая поверхность, которая непосредственно выходит на дно моря.

Строение Черноморского глубоководного бассейна отражает структурная карта его основания (рис. 3). Она построена по подошве доплиоценовых пород, к которым приурочена отражающая граница *H*. Во внутренних районах бассейна она совпадает с кровлей консолидированной коры, построенной по преломленным волнам. На северной периферии основание глубоководного бассейна определяется подошвой плиоцен-четвертичного комплекса (I опорный отражающий горизонт).

Глубоководный бассейн, вырисовывающийся по этой границе, состоит из двух крупных впадин: Западно-Черноморской и Восточно-Черноморской, разделенных Центрально-Черноморским поднятием. Последнее представляет собой субмеридионально ориентированную седловину, протягивающуюся поперек Черного моря от Прикрымской периферии до подводного хребта Архангельского близ побережья Турции. Западно-Черноморская впадина является наиболее глубоко погруженной частью Черноморского бассейна. Ее основание располагается на глубинах до 20 км. Длина Западно-Черноморской впадины по изогипсе 10 км достигает 600 км, ширина — 250 км. Она характеризуется относительно плоским дном и крутыми симметричными бортами и центриклиналями (бортовые отражения по простиранию впадины), где наклон основания равен 350—400 м/км, местами достигая 700—800 м/км. На северной периферии Западно-Черноморской впадины ее основание (здесь подошва доплиоценовых пород) поднимается до —3, —4 км, на юге до —1 км. На крайнем юго-западе далеко в море протягивается складчатое сооружение Восточного Балкана. К северо-востоку от складчатого сооружения Восточного Балкана находится Нижнекамчийский прогиб. Его западная центриклиналь уходит в смежные районы суши. Приподнятая часть южного борта Западно-Черноморской впадины осложнена локальными структурами субширотной ориентировки. Их размеры достигают десятков километров в длину при 10—20 км в ширину. Они оконтурены одной изогипсой, т. е. их амплитуда не выходит за пределы 1 км. На западной периферии по изогипсе 7 км вырисовывается куполовидное поднятие Полшкова.

В пределах Центрально-Черноморского поднятия основание Черноморского глубоководного бассейна поднимается до 5—6 км. Длина поднятия достигает 350 км при ширине 70—80 км. В центральной его части намечаются две осложняющие брахиантиклинали, замкнутые по изогипсе 6 км. Центрально-Черноморское поднятие по поверхности основания, имеющего уклон до 100—200 м/км, почти симметрично. На севере поднятие в виде структурного носа примыкает к периферийным структурам Юго-Западного Крыма. На юге его с запада кулисно подставляет крупное поднятие подводного хр. Архангельского, также представляющего собой структурный нос, раскрывающийся к югу. В своде последнего основание впадины располагается на глубине 1 км. Между поднятием подводного хр. Архангельского и побережьем Турции располагается Синопский прогиб. Он представляет собой структурный залив, раскрывающийся к северо-западу и непосредственно сливающийся с юго-восточной центриклиналью Западно-Черноморской впадины.

Восточно-Черноморская впадина существенно мельче Западно-Черноморской. Ее основание погружено до 13 км. Протяженность Восточно-Черноморской впадины с северо-запада на юго-восток по изогипсе 8 км составляет 700 км, при максимальной ширине 200 км. В днище впадины намечается несколько изолированных мульд. Юго-восточная центриклиналь Восточно-Черноморской впадины в виде Палеостомского прогиба протягивается на сушу. В целом Восточно-Черноморская впадина характеризуется относительно пологим дном и крутыми симметричными бортами, где наклон основания бассейна достигает 250—300 м/км. Лишь на крайнем юго-востоке крутизна борта увеличивается до 500—600 м/км, и в этом сечении впадина приобретает асимметричное строение. На южной периферии Восточно-Черноморской впадины установлено несколько

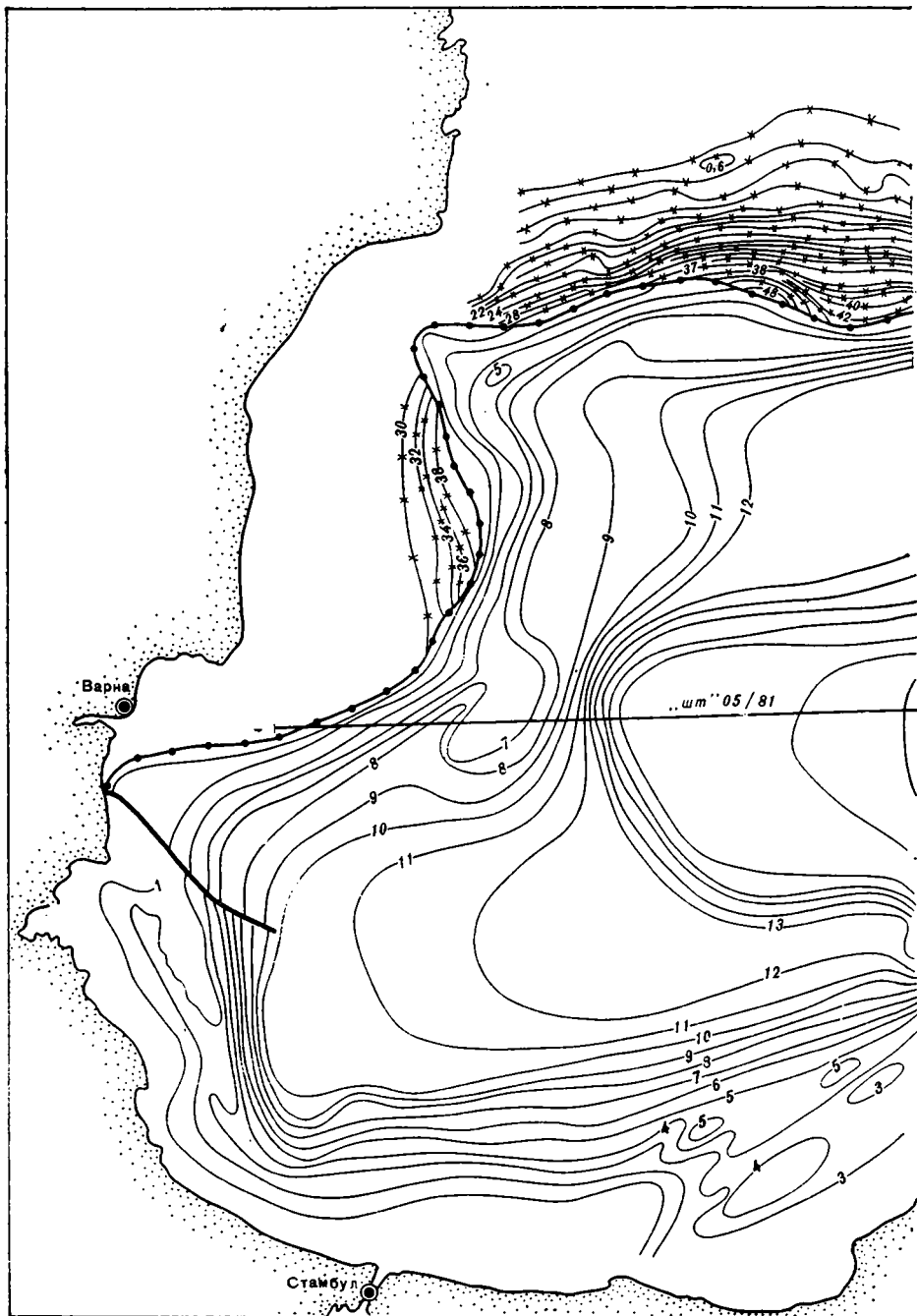


Рис. 3 (I часть)

Рис. 3. Структурная карта основания Черноморского глубоководного бассейна. Составил А. Е. Шлезингер по материалам ПО «Южморгеология», ВМНПО «Союзморгео» и Южного отделения ИО АН СССР им. П. П. Ширшова.

1 — изогипсы (в км) основания доплиоценового глубоководного бассейна (отражающая граница *H* или преломляющая поверхность консолидированной коры); 2 — изогипсы основания плиоцен-четвертичного глубоководного бассейна, км; 3 — граница перехода отражающего горизонта I к отражающей границе *H*; 4 — граница прекращения прослеживания отражающего горизонта I, 5 — разрывные нарушения; 6 — сейсмические профили

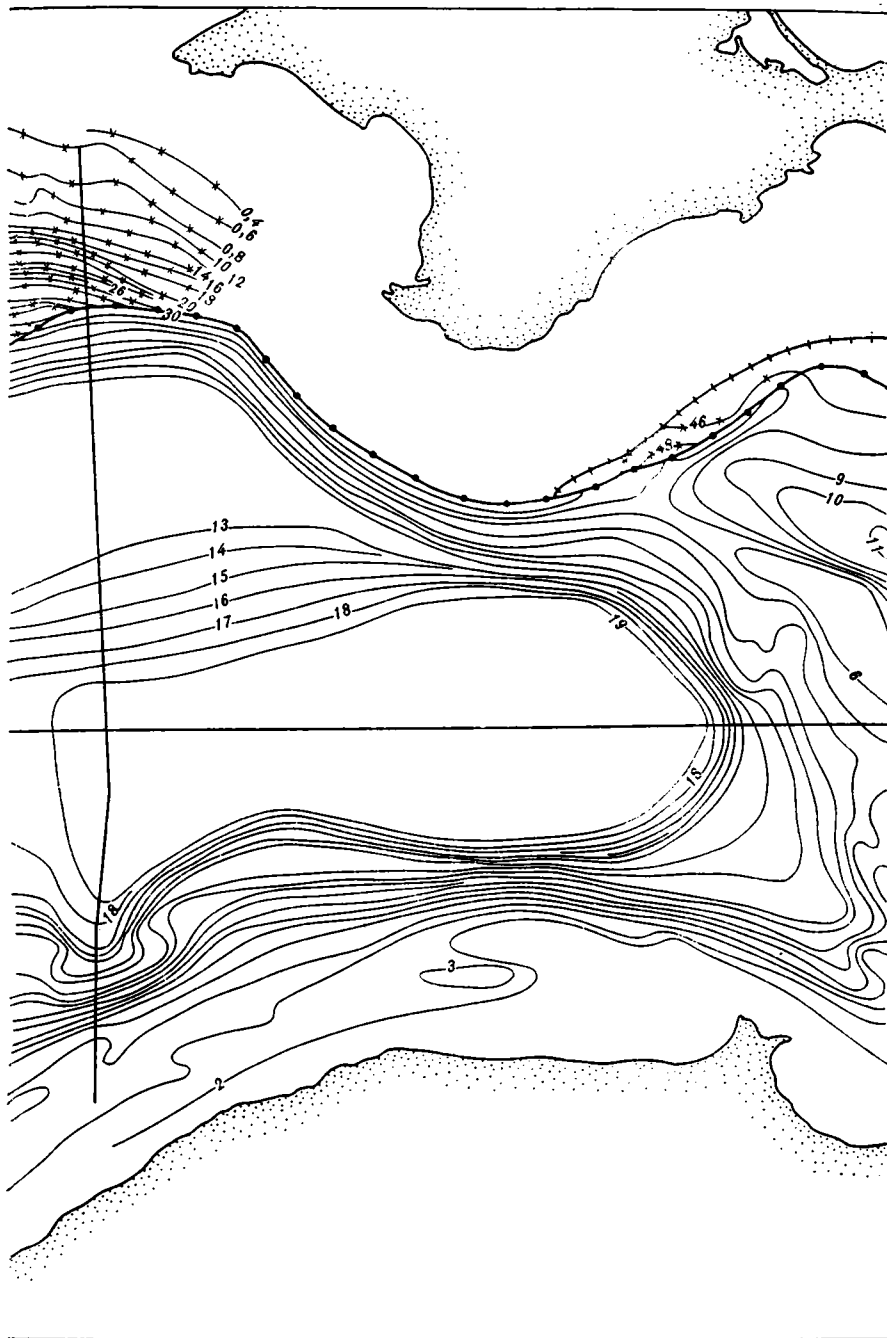


Рис. 3 (II часть)

локальных структур, из которых наиболее крупной является поднятие Муратова. По замкнутой изогипсе 10 км его размеры составляют 40×15 км.

Основание северной периферии Черноморского глубоководного бассейна характеризует I отражающий горизонт (подошва плиоцен-четвертичного комплекса). На северо-западе он моноκлиально поднимается с юга на север, от отметки $-4,8$ км и выше до $-0,4$ км. В нижней части моноκлинали наклон составляет $100-120$ м/км, а в верхней он уменьшается до 20 м/км. В центральной части северо-восточной периферии основание Восточно-Черноморской впадины залегает очень полого на



Рис. 3 (III часть)

отметках $-4,2$, $-3,8$ км. В районах Керченско-Таманской и Гудаутской акваторий основание впадины моноклинально воздымается с юго-запада на северо-восток соответственно от глубин $-4,4$ — $-4,2$ до $-3,2$ км и от -8 до $-0,4$ км при угле 30 — 50 м/км.

Поверхность консолидированной коры впадины Черного моря изучена в основном по материалам ГСЗ, по преломляющей поверхности со скоростями $V_r = 6,6$ — $6,8$ км/с во внутренних ее районах и по преломляющей поверхности с $V_r = 5,6$ — $6,3$ км/с в его шельфовых областях. В северной части Болгарского шельфа глубины залегания поверхности консолидированной коры определены по данным расчетов верхних кромок магнитоактивных масс [5].



Рис. 3 (IV часть)

Поверхность консолидированной коры в центральных частях Западно-Черноморской и Восточно-Черноморской впадин совпадает с их основанием, где оно погружено соответственно на 20 и 13 км. В пределах Центрально-Черноморского поднятия поверхность консолидированной коры поднимается до отметок —10 км и залегает здесь на 4—6 км глубже основания бассейна. Поднятие не имеет четко выраженных периклиналей и по поверхности консолидированной коры представляет собой седловину. На севере оно сливается со складчатыми сооружениями Горного Крыма, на юге — со складчатыми сооружениями Восточного Понта.

На прикавказской акватории Черного моря по поверхности консолидированной коры выделяется Восточно-Черноморское поднятие. Его свод оконтуривается изогипсой 6 км. К северу поверхность консолидированной коры погружается и в осевой зоне Туапсинского прогиба располагается на глубине —10 км. На северо-западном шельфе поверхность консолидированной коры картируется на глубине —4, —6 км. По ней вырисовывается система субширотно ориентированных пликативных структур и крупных разрывных нарушений. В пределах поднятий она поднимается до отметок —4 км, а в прогибах погружается до отметки —6 км.

Резюмируя сказанное, можно отметить, что в центральной глубоководной части Черного моря выполняющий впадину комплекс осадочных пород подстилается непосредственно консолидированной корой, в составе которой принимают участие «базальтовый» геофизический слой (Западно-Черноморская впадина) и «гранитный» геофизический слой (Восточно-Черноморская впадина и Центрально-Черноморское поднятие). На периферии осадочный комплекс глубоководного бассейна накладывается на платформенный чехол и комплексы пород фанерозойских складчатых сооружений. Глубоководный бассейн ограничен континентальными погребенными палеосклонами и современным континентальным склоном. Последние представляют собой флексурно-разрывные зоны, подработанные склоновой плоскостной эрозией.

Литература

1. Андреев В. М., Луцук Е. Л., Шиманов Ю. В. и др. Тектоника западной части Черного моря//*Geol. Volc.* 1981. Т. 11. № 4. С. 3—18.
2. Белокупов В. С. Средние скорости в земной коре центрального и северо-восточного районов Черноморской впадины//*Геофизические исследования территории Украины.* Киев: Наук. думка, 1972. 214 с.
3. Брюкнер Д. А., Добрев Т., Дранников Е. и др. Структура осадочного чехла платформенной части шельфа НР Болгарии в связи с перспективами нефтегазоносности//*Geol. Volc.* 1980. Т. 11. № 2. С. 119—128.
4. Вольвовский И. С., Вольвовский Б. С. Разрезы земной коры территории СССР по данным глубинного сейсмического зондирования. М.: Сов. радио, 1975. 215 с.
5. Земная кора и история развития Черноморской впадины. М.: Наука, 1975. 358 с.
6. Коган Л. И., Шимкус К. М., Москаленко В. Н. и др. Новые данные о глубинной структуре Черноморской впадины (по материалам глубинного сейсмопрофилирования МОВ)//*Докл. АН СССР.* 1987. Т. 233. № 3. С. 450—452.
7. Маловицкий Я. П., Углов Б. Д., Осипов Г. В. Некоторые черты глубинного строения Черноморской впадины по данным гидромагнитной съемки//*Морская геология и геофизика.* 1972. Вып. 3. С. 12—21.
8. Туголесов Д. А., Горшков А. С., Мейскер Л. Б. и др. Тектоника мезо-кайнозойских отложений Черноморской впадины. М.: Недра, 1985. 214 с.
9. Шиманов Ю. В., Монахов И. Б., Зидарова Е. Г. и др. Геологическое строение мезозойско-кайнозойского осадочного чехла//*Нефтегазогенетические исследования болгарского сектора Черного моря.* София: Изд. БАН, 1984. С. 15—45.

Междуведомственный геофизический
комитет при президенте
АН СССР, Москва, 117296;

Поступила в редакцию
8.VIII.1987

Южное отделение Института океанологии,
Геленджик, 353470;

Геологический институт
АН СССР, Москва, 109017

УДК 551.243 (234.9+235.1)

БУРТМАН В. С.

КИНЕМАТИКА АРАВИЙСКОГО СИНТАКСИСА

В строении синтаксиса принимают участие первичные и вторичные структурные дуги. В неогене были сформированы: Восточно-Таврская дуга и дисгармоничная по отношению к ней система сопряженных дуг, включающая Хорасанскую, Эльбурскую, Малокавказскую и Трабзонскую дуги. В четвертичное время возникли Южно-Каспийская и Западно-Копетдагская дуги. Формирование структурных дуг — результат тектонического течения земной коры вдоль Альпийского пояса, вызванного сближением Аравийской плиты с Евразией. Вследствие коллизии плит в области синтаксиса произошло поперечное сокращение Альпийского пояса на сотни километров. При этом Малый и Большой Кавказ были шарьированы на Риони-Ширванскую микроплиту.

Аравийский синтаксис образован тектоническими зонами Альпийского пояса, которые огибают Аравийскую платформу. Все современные модели тектонического развития синтаксиса предполагают сближение Аравийской плиты с Евразией [1, 2, 10, 24, 26, 32, 40 и др.]. Обсуждаются масштаб и время этих перемещений и способ формирования структуры синтаксиса. Многие исследователи объясняют особенности внутреннего строения синтаксиса взаимодействием микроплит [8, 15, 25, 33 и др.]. Границы микроплит определяют по сейсмическим данным. Для обсуждаемого региона характерна рассеянная сейсмичность, поэтому положение таких границ неоднозначно. Слабо обоснованы границы, имеющие антикавказское (северо-восточное) простираение. Нередко такие границы не несут следов тектонических деформаций, компенсирующие предполагаемые взаимные перемещения микроплит.

В этой статье рассмотрена кинематика Аравийского синтаксиса на основе анализа структурного плана региона. Такой анализ показал большую роль тектонического течения пород земной коры при формировании синтаксиса.

ГРАНИЦЫ СИНТАКСИСА

Аравийский синтаксис можно определить как область сужения складчатого пояса, которое вызвано сближением Аравийского континента с Евразией. В структурно-геологическом отношении это область развития структурных дуг, расположенных к северу от Аравии. При таком понимании синтаксиса его южной границей будет край Аравийской платформы, восточной границей — Лутский блок. На западе синтаксис резонно ограничить меридианом, проходящим через вершину Кипрской дуги.

Северная граница синтаксиса разделяет область развития структурных дуг и районы, где нет крупных структур этого типа. На Кавказе такая граница отделяет Малокавказскую структурную дугу от Риони-Ширванской микроплиты и прямолинейной складчатой системы Большого Кавказа. Это Понто-Каспийский тектонический шов. Его обнаженная часть известна как Сурами-Гокишурский надвиг [11]. Он служит границей Аджаро-Триалетской зоны Малого Кавказа с Грузинской глыбой, являющейся частью Риони-Ширванской микроплиты. Б. Ф. Мефферт [21] считал упомянутый надвиг фронтом шарьяжа. Позднее этот разлом рассматривали как взброс, который является поверхностным выражением кругого глубинного разлома [27 и др.].

Полевые исследования показали, что Сурами-Гокишурский разлом представляет собой сочетание тектонических нарушений разного типа [6]. В восточной части (от Сурами до Хидари) у южной границы Дзиркульского массива линия разрыва имеет извилистое очертание в плане.

Она простирается субширотно и в целом совпадает с простираемием слоев верхнего мела и эоцена, слагающих северную периферию Аджаро-Триалетской зоны. Такое же простираемие имеют меловые, палеогеновые и миоценовые отложения к северу от разлома. Сместитель разлома падает к югу под углом от 30 до 60°. Он залегает круче слоистости пород южного крыла разлома и несогласно со слоями северного крыла. В породах висячего крыла развиты складки волочения, которые указывают на северное направление движения этого крыла.

На среднем участке (от Хидари до Пирвели-Свири) рассматриваемый разрыв имеет северо-западное направление. Он ориентирован косо по отношению к общему простираемию вулканогенных толщ Аджаро-Триалетской зоны. Линия разлома относительно прямолинейна. Сместитель разрыва падает к юго-западу под углом от 45 до 75°. Он залегает круче слоистости и сечет слои пород, слагающих оба крыла разлома. В юго-западном крыле разлома слои вулканогенных пород и оси складок при приближении к разлому изменяют широтное простираемие на юго-восточное. Происходит их «приспособление» к простираемию разрыва. Такие структурные соотношения свидетельствуют о правосдвиговом характере движений на среднем отрезке Сурами-Гокишурского разлома. Кроме сдвиговой этот разрыв имеет здесь также взбросовую составляющую перемещения.

Западнее простираемие Сурами-Гокишурского разлома вновь становится широтным и его линия извилистой. Сместитель разлома падает к югу под углом от 20 до 50° и залегает почти согласно со слоями пород висячего крыла разлома. Структурные особенности прилегающей части Аджаро-Триалетской зоны и данные бурения свидетельствуют о том, что в бассейне Ханис-цкали рассматриваемый разлом служит фронтом Сакраульского шарьяжа, надвинутого на породы Грузинской глыбы [6]. Далее на запад фронтальный надвиг, переходящий в шарьяжи, прослежен до Черного моря. В Гурии подошва шарьяжа вскрыта нефтеразведочными скважинами на глубинах более 2 км [5].

Таким образом, Понто-Каспийский тектонический шов в своей обнаженной части имеет характер надвига. Западнее Дзирульского массива надвиг переходит в шарьяж. Восточнее Дзирульского массива фронтальный надвиг Аджаро-Триалетской зоны скрывается под четвертичными отложениями Картлийской депрессии. Далее к востоку северная часть Аджаро-Триалетской зоны перекрыта южновергентными шарьяжами большекавказской системы, которые развиты в восточной части Картлийской депрессии и в Гаре-Кახетии. Каспийский отрезок Понто-Каспийского тектонического шва, вероятно, имеет сдвиговую природу.

Тектонические последствия сближения Аравийской плиты с Евразией распространяются далеко за границы синтаксиса. На севере они охватывают Большой Кавказ, альпийские деформации которого обусловлены сближением Риони-Ширванской микроплиты с Евразией. Указанная микроплита благодаря краевым надвигам сыграла роль буфера, предотвратившего формирование крупных структурных дуг на территории Большого Кавказа. На западе в результате коллизии Аравии и Евразии была повернута и продвинута к северу Малая Азия. Следствием этого перемещения было формирование структурных дуг Карпато-Балканского региона [7, 30].

СТРУКТУРНЫЕ ДУГИ АРАВИЙСКОГО СИНТАКСИСА

Обратимся к структурному плану Аравийского синтаксиса (рис. 1). Оси альпийских складок очерчивают структурные дуги, главные из которых следующие (рис. 2).

Восточно-Таврская дуга очерчена структурами Восточного Тавра и Южного Курдистана. Дуга обращена вершиной к северу. В пределах этой дуги параллельно простираются следующие структурные элементы: складки в чехле Аравийской платформы, край Аравийской платформы, складки Альпийского пояса у края этой платформы. Такие соотношения

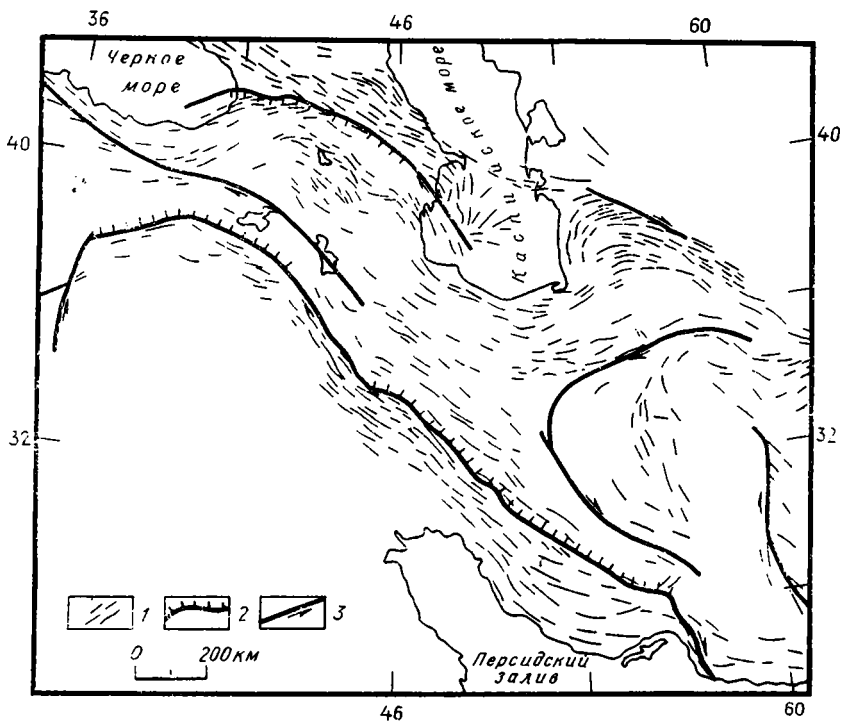


Рис. 1. Альпийские складки Аравийского синтаксиса
 1 — оси складок (по геологическим и тектоническим картам Кавказа и Ира-
 на); 2, 3 — главные разломы: 2 — надвиги, 3 — сдвиги

свидетельствуют о формировании складок структурной дуги в результате непосредственного влияния (давления) края Аравийской плиты.

К востоку и северу от Восточно-Таврской дуги расположена система сопряженных дуг, включающая Хорасанскую, Эльбурскую, Малокавказскую и Трабзонскую дуги. Хорасанская дуга образована структурами Туркмено-Хорасанских гор и Восточного Эльбурса, она обращена вершиной к северу. Эльбурская дуга образована структурами Эльбурса и Богровдага, обращена вершиной к югу. Малокавказская дуга обращена вершиной к северу. Трабзонская дуга очерчена складками Восточных Понтидов и обращена вершиной к югу. Эта система сопряженных дуг (система дуг ХЭМТ) дисгармонична по отношению к Восточно-Таврской дуге и граничит с ней по сдвигу. Система дуг ХЭМТ дисгармонична также по отношению к структурам, развитым севернее этой системы.

Палеомагнитные исследования показали [4], что Малокавказская дуга вторична: она возникла после формирования очерчивающих ее складок. Эти складки при формировании дуги были переориентированы (повернуты). Эльбурская и Трабзонская дуги, сопряженные с Малокавказской дугой, вероятно, также имеют вторичное происхождение. Палеомагнитные исследования в Восточных Понтидах [39] свидетельствуют в пользу такого происхождения Трабзонской структурной дуги.

Альпийские структуры Туркмено-Хорасанских гор возникли, вероятно, в результате продвижения к северу Лутской микроплиты (см. рис. 2) и имеют первоначальное простирание. Исследования в Копетдаге на восточном крыле и в вершине Хорасанской дуги показали, что палеомагнитные векторы сохранили неизменным свое положение с раннемелового времени [3]. Решения фокальных механизмов землетрясений свидетельствуют о вероятном перемещении Лутского блока в северном направлении и в современное время [34]. Следствием такого перемещения было тектоническое течение масс из области сближения Лутского массива с Евразийской плитой, направленное на запад. Результаты этого тектонического течения отражены в дисгармоничном строении Хорасанской

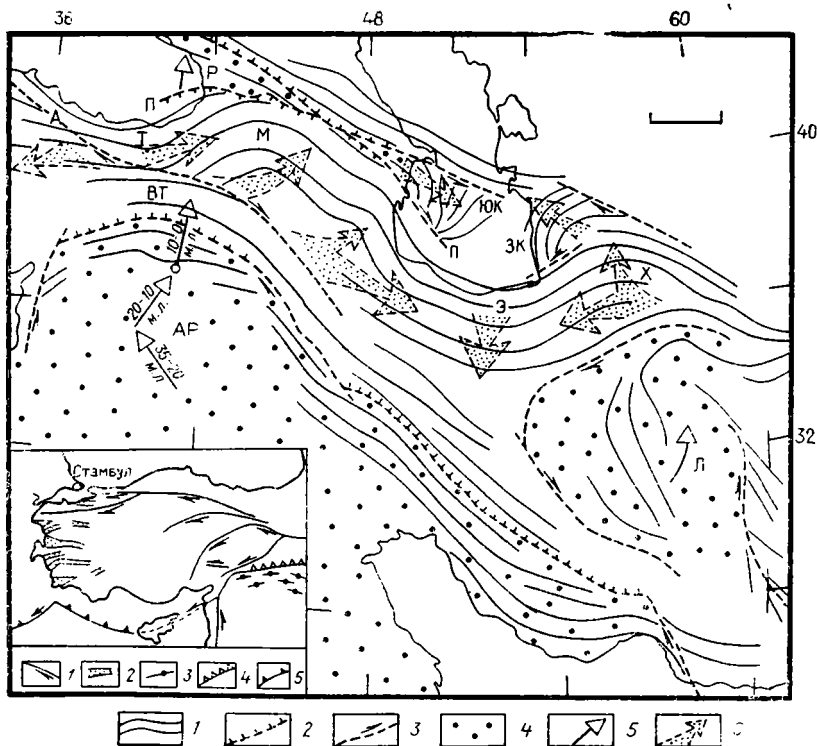


Рис. 2. Структурная схема Аравийского синтаксиса и неотектоническая схема Малой Азии (врезка)

1 — направления осей альпийских складок; 2 — главные надвижки; 3 — главные сдвиги; 4 — Аравийская плита (АР), Лутская (Л) и Риони-Ширванская (Р) микроплиты; 5 — направления их движения; 6 — направления тектонического течения масс. Структурные дуги: ВТ — Восточно-Таврская, ЗК — Западно-Копетдагская, М — Малокавказская, Т — Трабзонская, Х — Хорасанская, Э — Эльбурская, ЮК — Южно-Каспийская; А — Анатолийский сдвиг, П — Понто-Каспийский тектонический шов. Направление движения Аравийской плиты относительно Евразии определено Л. П. Зоненшайном [по 36] для точки с координатами 37° с. ш., 41° в. д. На врезке [37]: 1 — сдвиги; 2 — грабены; 3 — складки на краю Аравийской плиты; 4 — надвижки; 5 — зоны субдукции на дне моря

дуги, внешняя часть которой оказалась более крутой, чем внутренняя область.

Складки, развитые в альпийском чехле Лутского блока, также очерчивают структурную дугу. Она обращена вершиной на северо-запад. По палеомагнитным данным [29, 31], Лутский блок был повернут в направлении, обратном движению стрелки часов. Упомянутые складки могли иметь первично изогнутые оси, конформные с западной границей блока. При последующем вращении блока эти складки были переориентированы, и пологая первичная структурная дуга превратилась в более крутую вторичную дугу.

На северо-востоке с системой дуг ХЭМТ граничат Западно-Копетдагская и Южно-Каспийская структурные дуги. Западно-Копетдагская дуга (см. рис. 2) очерчена осями складок, образованных меловыми, третичными и четвертичными отложениями. Дуга обращена вершиной к западу. Она дисгармонична по отношению к Хорасанской и Эльбурской дугам. Южно-Каспийская структурная дуга очерчена осями складок, развитых в плиоцен-четвертичных отложениях на дне Каспийского моря. Дуга обращена вершиной к востоку. Она дисгармонична по отношению к Малокавказской и Эльбурской дугам. Западно-Копетдагская и Южно-Каспийская дуги зеркально подобны и находятся в одинаковых структурных соотношениях с системой дуг ХЭМТ. Палеомагнитные исследования [3], проведенные на северном крыле Западно-Копетдагской дуги, показали, что складки имеют здесь неизменное простирание. Следова-

тельно, поперечное положение Южно-Каспийской дуги по отношению к Хорасанской дуге первично. Вероятны такие же соотношения между Южно-Каспийской и Малокавказской дугами. Кроме перечисленных, в регионе находится большое число небольших структурных дуг, которые обычно сочетаются со сдвигами.

Итак, в пределах Аравийского синтаксиса развиты структурные дуги трех типов: а) Восточно-Таврская и Хорасанская структурные дуги, облегающие Аравийскую плиту и Лутскую микроплиту; б) Трабзонская, Малокавказская и Эльбурская структурные дуги, дисгармоничные по отношению к краю Аравийской плиты и к Восточно-Таврской дуге; в) Западно-Копетдагская и Южно-Каспийская структурные дуги, дисгармоничные по отношению к системе дуг ХЭМТ. Складки Восточно-Таврской дуги формировались под непосредственным воздействием края Аравийской плиты. Дисгармоничные вторичные дуги могли возникнуть лишь в результате тектонического течения масс вдоль Альпийского пояса. Характер дисгармонии между Малокавказской и Восточно-Таврской дугами свидетельствует о потоке масс от вершины синтаксиса в восточном направлении. Вращение Лутского блока и его продвижение к северу вызвали встречный поток (см. рис. 2). Из вершины Аравийского синтаксиса материал отжимался и в западном направлении, о чем свидетельствует новейшая структура Малой Азии (см. врезку на рис. 2).

Западно-Копетдагская и Южно-Каспийская дуги являются производными по отношению к дугам системы ХЭМТ. Складки в пределах этих дуг возникли в результате отжимания масс от продвигавшихся на север вершин Малокавказской и Хорасанской структурных дуг. Происхождение Западно-Копетдагской и Южно-Каспийской дуг в результате процесса горизонтального выдавливания было аргументировано М. Л. Коппом [18, 19].

Малокавказская дуга обращена фронтом в сторону Восточно-Европейской платформы. В этом отношении она подобна Карпатской структурной петле, которая также обращена фронтом к платформе. В обоих регионах этот фронт образован шарьяжами. Вместе с тем формирование структурных дуг в указанных регионах происходило в разных условиях. В Карпато-Балканском регионе горизонтальные деформации, сопровождаемые скучиванием тектонических структур и шарьированием, охватили складчатый пояс полностью, и его краевые части «выплеснулись» на платформу. В результате возникла бескорневая складчатая система и глубокий предгорный прогиб, наложенный на структуры платформы. На Кавказе горизонтальные деформации, приведшие к формированию структурных дуг, не вышли за пределы Альпийского пояса, не достигли его северной границы. Карпатский регион находится в области нагнетания коровых масс, а Аравийский синтаксис — это область оттока (отжимания) коровых масс. Указанные различия в условиях деформации привели к различиям в форме и размерах структурных дуг Карпато-Балканского и Понто-Малокавказского регионов.

ФОРМИРОВАНИЕ СИНТАКСИСА

Начало орогенеза в области будущего синтаксиса относится к позднему эоцену — раннему олигоцену. К этому времени Аравийская плита сблизилась с Евразией и двигалась в северо-западном направлении вдоль ее границы [36]. При таком направлении относительного перемещения взаимодействие плит было небольшим и деформации пиренейской (триалетской) фазы были на Кавказе относительно слабыми. Вместе с тем они охватили обширную территорию пояса вплоть до Большого Кавказа [10].

В раннем миоцене направление перемещения Аравийской плиты относительно Евразии изменилось на северо-северо-восточное (см. рис. 2) и началась коллизия этих литосферных плит. Естественно, что наиболее интенсивные раннемиоценовые деформации происходили у южной гра-

ницы Альпийского пояса, где формировались складки и обширные шарьяжи Тавра и Загроса. При продвижении Аравийской плиты к северу возникла Восточно-Таврская структурная дуга. Формирование складок в пределах этой дуги продолжалось и позднее: в краевых складках Аравийской платформы участвуют и плиоценовые отложения [16].

В миоцене возникли складки Малого Кавказа и Ирана, которые затем были деформированы в структурные дуги системы ХЭМТ. Начало складкообразования в Куринской впадине относят к позднему миоцену [22]. Такой же возраст (верхний сармат) имеют наиболее молодые отложения, перекрытые фронтальным надвигом Аджаро-Триалетной зоны. Видимо, в позднем миоцене уже происходило надвигание Малого Кавказа на Риони-Ширванскую микроплиту. Продвижение Малого Кавказа к северу, в свою очередь, связано с формированием Малокавказской структурной дуги. Это позволяет отнести начало формирования дуг системы ХЭМТ к миоцену, хотя главный этап их развития более поздний.

В восточной части Аджаро-Триалетской зоны можно видеть резкое угловое несогласие между нижне- и верхнеплиоценовыми отложениями (перед акчагылом). К позднему плиоцену были сформированы складчатые структуры Аджаро-Триалет [6]. К этому же времени была создана шарьированная структура южного склона Большого Кавказа [12, 20]. К плиоцену, вероятно, относится главный этап сближения тектонических зон Малого и Большого Кавказа за счет их надвигания на Риони-Ширванскую микроплиту. В конце этого процесса надвиги Большекавказской и Малокавказской систем встретились против вершины дуги (в Гарекхетии) и первая система частично перекрыла вторую (рис. 3).

Южно-Каспийская и Западно-Копетдагская дуги возникли на позднем этапе развития системы дуг ХЭМТ. Формирование складок в Южно-Каспийской и Западно-Копетдагской дугах происходит в четвертичное время.

Проблема пространства. Величину поперечного сокращения Альпийского пояса в зоне Аравийского синтаксиса оценивают по-разному. Ширина Тетиса в позднем мелу по данным одних палинпастических реконструкций — 1000 км [10, 28], других — 4000 км [13]. Интересны данные, полученные по полосовым магнитным аномалиям дна Атлантического океана. Анализ перемещений Африкано-Аравийской и Евразийской плит при раскрытии Атлантики позволил определить и размеры Тетиса [32, 36, 38]. По этим данным расстояние между Аравийской плитой и Скифской платформой в позднем мелу было около 2000 км, что находится в согласии с результатами палеомагнитных исследований. Сравнение палеомагнитных широт позднего мела на Аравийской плите и в Дагестане у северной границы Альпийского пояса позволило определить ширину пояса, которая в указанное время была 2450 ± 450 км [4]. Сравнение с современной картиной приводит к выводу о том, что в послемеловое время в области Аравийского синтаксиса произошло поперечное сокращение Альпийского пояса на 1800 ± 450 км.

Малокавказская ветвь мезозойского Тетиса была закрыта в середине мелового периода. Этот процесс сопровождался обдукцией севанских офиолитов на северный борт бывшего океанического бассейна и вединских офиолитов — на его южный борт. На малом Кавказе обдукция офиолитов происходила в сеномане — коньяке, в Малой Азии — вплоть до кампана [17, 35]. Начиная с позднего мела, в Кавказском регионе нет признаков существования океанической коры. Все последующие деформации отражены в современной структуре региона, так как с этого времени тектонические процессы происходили в пределах коры континентального типа (континентальной, субконтинентальной, утоненной континентальной). В связи с этим следует обсудить вопрос о том, каким путем произошло сокращение земной коры Кавказского региона.

Поздне меловая палеоширота Известнякового Дагестана, определенная по наклонению остаточной намагниченности, — $36 \pm 2^\circ$ с. ш., Малого Кавказа — $26 \pm 3^\circ$ с. ш. [4]. Современное расстояние между этими регионами составляет 2° (см. рис. 2). Следовательно, палеомагнитные данные

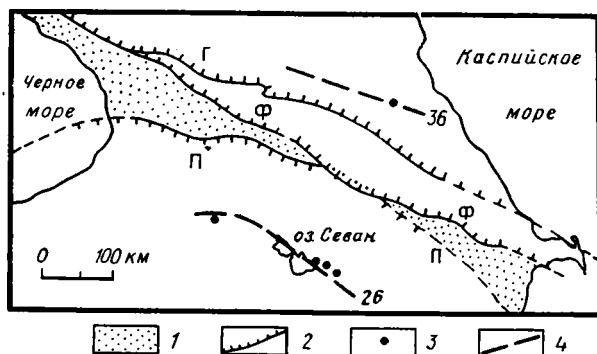


Рис. 3. Позднеальпийские надвиги Кавказа
 1 — Риони-Ширванская микроплита; 2 — позднеальпийские тектонические швы; П — Понто-Каспийский, Ф — фронт шарьяжей Большого Кавказа, Г — Главный надвиг Большого Кавказа; 3 — пункты палеомагнитных определений по [4]; 4 — позднемеловые палеомагнитные широты

свидетельствуют о послемеловом сближении Малого Кавказа и Скифской платформы на $8 \pm 3^\circ$, т. е. на расстоянии 900 ± 350 км.

В компенсации этого поперечного сокращения региона большая роль принадлежит складкам и шарьяжам Большого Кавказа. Сокращение ширины Большого Кавказа в результате образования альпийских складок оценивается в 80—120 км [14]. Наиболее крупные надвиговые структуры Большого Кавказа — Главный надвиг и шарьяжи южного склона (см. рис. 3). Главный надвиг прослежен вдоль всего Кавказского хребта. На Западном Кавказе по этому надвигу метаморфические породы Главного Кавказского хребта шарьярованы на флишевую зону южного склона. Видимая амплитуда шарьяжей до 20 км. Истинная величина надвижения намного больше, так как надвигом перекрыта значительная часть флишевой зоны: тектонические подзоны подходят к линии надвига под углом и уходят под него [14, 26].

Шарьяжи южного склона развиты во фронтальной части Кавказской флишевой зоны. Суммарная амплитуда шарьяжей в Горной Кахетии составляет 60 км. Считается, что в западном направлении величина аллохтонного перемещения убывает и достигает нуля к северо-западу от Риони [12]. С последним выводом трудно согласиться. По правым притокам р. Риони (Лухуни-цкали, Сакаура) можно видеть, как в непосредственной близости одна от другой развиты резко различные фации среднеюрских отложений. Южные фации байоса представлены 2-километровой толщей туфобрекчий, туфов, лавобрекчий с горизонтами базальтов, северные — глинистыми сланцами с прослоями мергелей и песчаников, среди которых лишь некоторые прослои имеют туффитовый генезис. В современной структуре эти фации расположены на расстоянии 2—6 км одна от другой, что позволяет предполагать их значительное тектоническое сближение. Кажется вероятным, что тектонические покровы и чешуи южного склона, развитые в Горной Кахетии и Юго-Осетии, в западном направлении замещаются одной тектонической поверхностью (или узкой тектонической зоной), по которой флишевая зона Большого Кавказа надвинута на Риони-Ширванскую микроплиту. Амплитуда перемещения, вероятно, соизмерима с суммарной амплитудой шарьяжей Кахетии. К востоку от р. Риони этот тектонический шов может быть намечен вдоль линии, следующей в северо-западном направлении через район Уцеры в долину р. Сакауры и верховья р. Лухуни-цкали. Далее эта тектоническая линия, вероятно, проходит вдоль или вблизи южного контакта дизской серии и западнее р. Ингури объединяется с Главным надвигом.

Суммарная амплитуда поперечного сокращения тектонических зон Большого Кавказа за счет формирования видимых на поверхности структур составляет примерно 200 км. Резонно предположение о том,

что шарьяжи южного склона являются поверхностным выражением глубинного шарьяжа, по которому Большой Кавказ надвинут на Риони-Ширванскую микроплиту [14, 23, 26]. Принятие этой гипотезы увеличивает величину поперечного сокращения тектонических зон Большого Кавказа до 250—300 км.

Изложенные выше материалы и соображения позволяют сделать вывод о том, что альпийские деформации Большого Кавказа не компенсируют всю величину сближения Малого Кавказа и Скифской платформы, определенную палеомагнитным методом. В решении этой проблемы пространства большая роль, вероятно, принадлежит Понто-Каспийскому тектоническому шву. В отличие от всех других разломов Кавказа этот тектонический шов разделяет области с резко различными структурными рисунками. Можно думать, что породы Малокавказской структурной дуги залегают в виде аллохтона; перекрывающего южную часть Риони-Ширванской микроплиты. В таком случае надвиги и шарьяжи на северной границе Аджаро-Триалетской зоны являются поверхностным выражением глубинного шарьяжа.

Литература

1. *Адамия Ш. А.* Механизм и геодинамика формирования альпийских складчатых поясов Кавказа//Проблемы движений и структурообразования в коре и верхней мантии. М.: Наука, 1985. С. 98—111.
2. *Асланян А. Т.* История тектонического развития Тавро-Кавказской области. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1984. 162 с.
3. *Баженов М. Л.* Изучение структур Копетдага палеомагнитным методом//Докл. АН СССР. 1979. Т. 245. № 1. С. 170—174.
4. *Баженов М. Л., Буртман В. С.* Происхождение структурной дуги Малого Кавказа//Докл. АН СССР. 1987. Т. 293. № 2. С. 416—419.
5. *Башейлишвили Л. В.* Тектоника полосы сочленения Аджаро-Триалетской складчатой зоны и Грузинской плиты: Автореф. дис... канд. геол.-минер. наук. Тбилиси, 1986. 26 с.
6. *Башейлишвили Л. В., Буртман В. С., Гамкрелидзе И. П.* О характере сочленения Аджаро-Триалетской складчатой зоны и Дзирульского массива//Докл. АН СССР. 1982. Т. 266. № 1. С. 196—198.
7. *Буртман В. С.* Кинематика Карпатской структурной петли//Геотектоника. 1984. № 3. С. 17—31.
8. *Вардапетян А. Н.* Позднекайнозойская тектоника плит Черноморско-Каспийского региона//Океанология. 1979. Т. 19. № 6. С. 1066—1074.
9. *Гамкрелидзе И. П.* Механизм формирования тектонических структур (на примере Аджаро-Триалетской зоны) и некоторые общие проблемы тектогенеза. Тбилиси: Мецниереба, 1976. 226 с.
10. *Гамкрелидзе И. П.* Тектоническое строение и альпийская геодинамика Кавказа//Тектоника и металлогения Кавказа. Тбилиси, 1984. С. 105—184.
11. *Гамкрелидзе П. Д.* Геологическое строение Аджаро-Триалетской складчатой системы//Тр. Геологического ин-та АН ГССР. 1949. № 2. 508 с.
12. *Гамкрелидзе П. Д., Гамкрелидзе И. П.* Тектонические покровы южного склона Большого Кавказа. Тбилиси: Мецниереба, 1977. 82 с.
13. *Городницкий А. М., Зоненшайн Л. П., Мирлин Е. Г.* Реконструкции положения материков в фанерозое. М.: Наука, 1978. 124 с.
14. *Дотдугев С. И.* О покровном строении Большого Кавказа//Геотектоника. 1986. № 5. С. 94—106.
15. *Зоненшайн Л. П., Савостин Л. А.* Введение в геодинамику. М.: Наука, 1979. 312 с.
16. *Кетин И.* Орогенетическая эволюция территории Турции//Тектоника Альпийской области. М.: Мир, 1965. С. 318—327.
17. *Книппер А. Л.* Океаническая кора в структуре Альпийской складчатой области. М.: Наука, 1975. 208 с.
18. *Копп М. Л.* О происхождении поперечных складчатых зон эпигеосинклинальных орогенетических поясов (на примере восточной части альпийского пояса Евразии)//Геотектоника. 1979. № 2. С. 94—107.
19. *Копп М. Л.* Некоторые вопросы позднеальпийской геодинамики Юго-Восточного Кавказа, Талыша и Нижнекуруинской впадины//Проблемы геодинамики Кавказа. М.: Наука, 1979. С. 99—105.
20. *Копп М. Л., Щерба И. Г.* История позднеальпийского развития Восточного Кавказа//Геотектоника. 1985. № 6. С. 94—108.
21. *Мефферт Б. Ф.* Геология нефтепроявлений в Аджаро-Имеретинском хребте (Багдадский район Западной Грузии)//Тр. Всес. геол.-развед. объединения. 1932. Вып. 180. С. 1—31.
22. *Милановский Е. Е., Хаин В. Е.* Геологическое строение Кавказа. М.: Изд-во МГУ, 1963. 358 с.
23. *Ренгартен В. П.* Новые данные по тектонике Кавказа//Зап. Всероссийского минералог. о-ва. 1926. Т. 55. Вып. 2. С. 299—313.

24. *Сборщиков И. М.* Тектоническая эволюция восточной части океана Тетис в мезозое и кайнозое//Тр. Ин-та океанологии АН СССР. 1985. Т. 121. С. 54—75.
25. *Ушаков С. А., Иванов О. П., Прозоров Ю. И.* Малые плиты Альпийско-Гималайского пояса//Глобальная тектоника и динамика природных процессов. М.: Наука, 1984. С. 3—14.
26. *Хаин В. Е.* Региональная геотектоника: Альпийский Средиземноморский пояс. М.: Недра, 1984. 344 с.
27. *Чиковани А. А.* Тектоника северной периферии Имеретинского хребта в связи с нефтеносностью//Материалы по геологии и нефтегазоносности Грузии. Тр. ВНИГНИ. М., 1959. Вып. 15. С. 112—142.
28. *Adamia S. A., Chkhotua T., Kekelia M. et al.* Tectonics of the Caucasus and adjoining regions: implications for the evolution of the Tethys ocean//J. Struct. Geol. 1981. V. 3. № 4. P. 437—447.
29. *Bina M. M., Bucur I., Prevot M. et al.* Paleomagnetism, petrology and geochronology of Tertiary magmatic and sedimentary units from Iran//Tectonophysics. 1986. V. 121. P. 303—329.
30. *Burtman V. S.* Origin of structural arcs of the Carpathian — Balkan region//Tectonophysics. 1986. V. 127. P. 245—260.
31. *Conrad G., Montigny R., Thuizat R., Westphal M.* Tertiary and quaternary geodynamics of Southern Lut (Iran) as deduced from paleomagnetic, isotopic and structural data//Tectonophysics. 1981. V. 75. P. 11—17.
32. *Dercourt J., Zonenshain L. P., Ricou L.-E. et al.* Geological evolution of the Tethys belt from the Atlantic to the Pamirs since Lias//Tectonophysics. 1986. V. 123. P. 241—315.
33. *McKenzie D.* Active tectonics of the Mediterranean region//Geophys. J. Roy. Astron. Soc. 1974. V. 30. № 2. P. 109—185.
34. *Nowroozi A., Mohajer-Aashjai A.* Fault movements and tectonics of Eastern Iran: boundaries of the Lut plate//Geophys. J. Roy. Astron. Soc. 1985. V. 83. № 1. P. 215—237.
35. *Ricou L. E., Dercourt J., Geysant J. et al.* Geological constrains of the Alpine evolution of the Mediterranean Tethys//Tectonophysics. 1986. V. 123. P. 83—122.
36. *Savostin L. A., Sibuet J.-C., Zonenshain L. P. et al.* Kinematic evolution of the Tethys belt from the Atlantic ocean to the Pamirs since the Triassic//Tectonophysics. 1986. V. 123. P. 1—135.
37. *Sengor A. M. C., Yilmaz Y.* Tethyan evolution of Turkey: a plate tectonic approach//Tectonophysics. 1981. V. 75. P. 181—241.
38. *Smith A.* Alpine deformation and the oceanic areas of the Tethys, Mediterranean, and Atlantic//Bull. Geol. Soc. Amer. 1971. V. 82. № 8. P. 2039—2049.
39. *Van der Voo R.* Jurassic, Cretaceous and Eocene pole positions from Northeastern Turkey//Tectonophysics. 1986. V. 6. P. 251—269.
40. *Zonenshain L. P., Le Pichon Z.* Deep basins of the Black sea and Caspian sea as remnants of Mesozoic back-arc basins//Tectonophysics. 1986. V. 123. P. 181—211.

Геологический институт
АН СССР,
Москва, 109017

Поступила в редакцию
24.IX.1987

УДК 551.243.4(571.66)

ЛУЧИЦКАЯ М. В., РИХТЕР А. В.

**ТЕКТОНИЧЕСКАЯ РАССЛОЕННОСТЬ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ
ОБРАЗОВАНИЙ ГАНАЛЬСКОГО БЛОКА (КАМЧАТКА)**

Ганальский блок имеет тектонически расслоенную структуру и состоит из серии литопластин, сложенных полиметаморфическими образованиями, прогрессивно метаморфизованными толщами и верхнемеловыми отложениями. Тектоническое совмещение разнородных литопластин произошло на рубеже мела и палеогена и завершилось внедрением плагиогранитов вдоль границ литопластин.

Работы по изучению метаморфических толщ Камчатки, начатые в лаборатории тектоники океанов и приокеанических зон ГИН АН СССР, направлены на решение вопросов, касающихся внутренней структуры, этапности ее становления и общего тектонического положения метаморфических комплексов, поскольку петрологические аспекты исследования метаморфизма пород можно считать несравненно лучше разработанными [2, 3, 5, 13, 14 и др.].

На п-ове Камчатка наиболее крупные выходы метаморфизованных и полиметаморфических пород присутствуют на юге Срединного хребта и в Ганальском хребте. Ганальский хребет является частью Восточного неотектонического поднятия, имеющего характер одностороннего горста, погружающегося к востоку и состоящего из серии кулисообразно расположенных хребтов. Самым западным из них является Ганальский хребет, в котором выведены к поверхности наиболее древние образования Восточной Камчатки.

В строении хребта с юга на север выделяются три (или четыре) разнородных блока (рис. 1, врезка): Южный, Ганальский (Вахталкинский), Стеновой и Северный. Последние два часто объединяют в единую структуру. Южный блок сложен зеленокаменноизмененными верхнемеловыми вулканогенными и туфотерригенно-кремнистыми отложениями ирунейской свиты; Ганальский — полиметаморфическими образованиями ганальской серии, вмещающими Юрчикский габброноритовый плутон; Стеновой блок сложен эффузивными и туфотерригенными толщами (тумханская свита), метаморфизованными от зеленосланцевой (на севере) до эпидот-амфиболитовой (на юге) фации; Северный блок сложен терригенными, туфокремнистыми и туфотерригенными отложениями, метаморфизованными в зеленосланцевой фации (кижиченокская и киргуропская свиты).

Противоречивые данные определения возраста пород методами абсолютной геохронологии и палинологическими методами не дают возможности в настоящее время однозначно датировать ни возраст исходных пород, ни время их метаморфизма и диафтореза. Подробнее этот вопрос будет рассмотрен в конце статьи.

ХАРАКТЕРИСТИКА СТРУКТУР

В данной работе обсуждаются элементы позднемеловой — раннепалеогеновой структуры Ганальского блока на примере двух участков. Более древний структурный план полиметаморфических образований этого блока мы не рассматриваем, поскольку он еще не достаточно расшифрован и требует доизучения.

Первый участок расположен в юго-восточной части Ганальского блока и охватывает район между р. Горелой на юго-западе и р. Правой Вахталкой на севере (см. рис. 1). В его строении участвуют две текто-

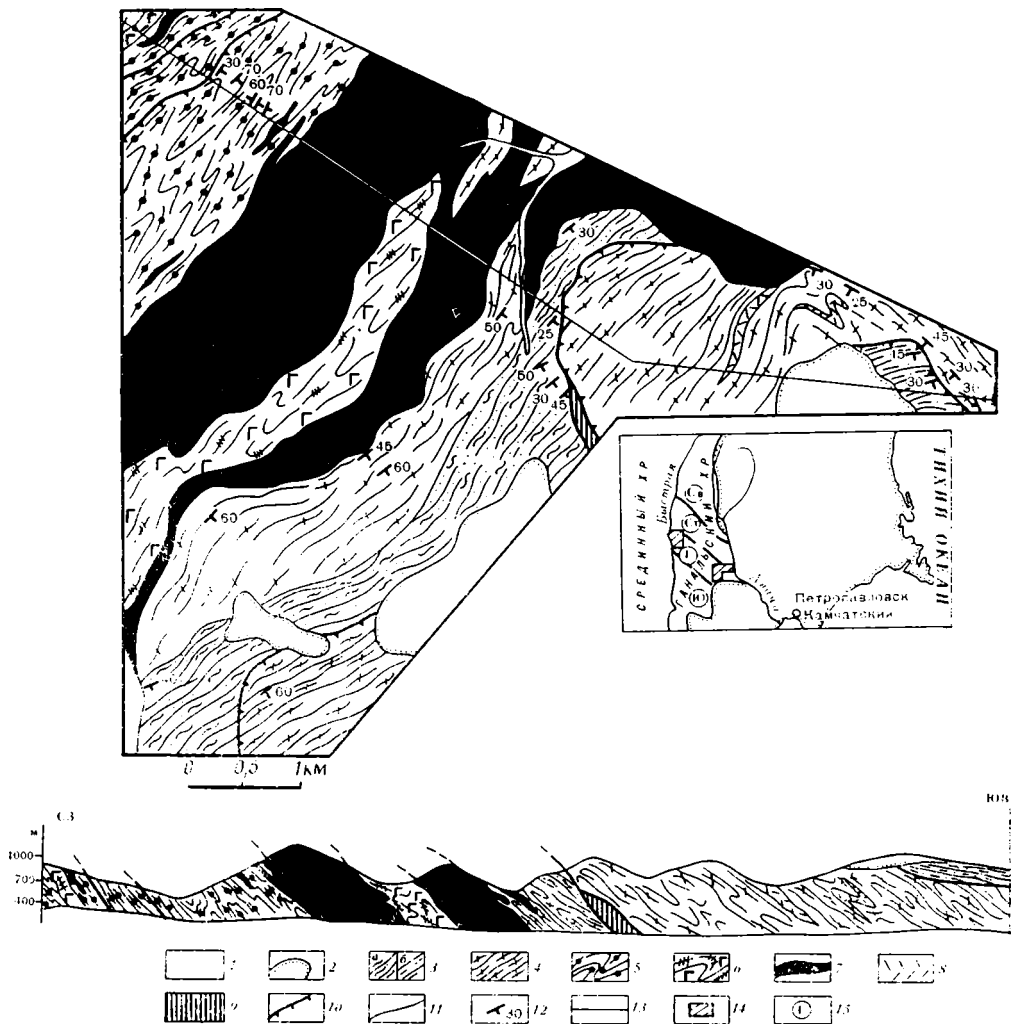


Рис. 1. Геологическое строение юго-восточного участка Ганальского блока 1 — четвертичные отложения; 2 — неогеновые отложения; 3, 4 — прогрессивно метаморфизованные толщи: 3 — черных сланцев (а), филлитов (б), 4 — зеленых сланцев; 5, 6 — полиметаморфические образования ганальской серии: 5 — вулканогенно-осадочные (дьявольская свита), 6 — ортоамфиболиты; 7 — плагииграниты; 8 — силлы пород кислого состава; 9 — серпентинизированные гипербазиты; 10 — надвиги; 11 — стратиграфические границы; 12 — элементы залегания; 13 — линия профиля. На врезке: 14 — участки работ; 15 — тектонические блоки: Ю — Южный, Г — Ганальский, Ст — Стеновой, Св — Северный

нические литопластины, различающиеся по составу, строению и характеру метаморфических преобразований пород. Нижняя литопластина сложена породами дьявольской свиты (это верхнее стратиграфическое подразделение полиметаморфических образований ганальской серии), которая представлена первично-вулканогенными образованиями основного состава с прослоями кремнисто-терригенных и карбонатных пород. Породы метаморфизованы в амфиболитовой до эпидот-амфиболитовой фациях и частично диафторированы в зеленосланцевой. В верхних частях разреза присутствуют субпластовые тела диафторированных ортоамфиболитов, образованных, возможно, по габбро. Толща дислоцирована и, по-видимому, неоднократно. Наиболее хорошо выражены изоклинальные складки последней генерации с северо-западной vergentностью, а также взбросонадвиги, осложняющие структуру. Надвиги имеют юго-восточные падения сместителей под углами $45-60^\circ$.

Верхняя литопластина сложена породами, прогрессивно метаморфизованными (одноактно) в зеленосланцевой фации. В ее строении участ-

вуют вулканогенные и терригенные (глинистые) отложения. В целом литопластина имеет моноклиальное строение с устойчивыми падениями пород к юго-востоку. Слоистость совпадает с кристаллизационной сланцеватостью. В породах верхней литопластины широко распространены изоклиальные складки, опрокинутые к северо-западу и осложненные мелкой плейчатостью. Литопластина не представляет собой единое монолитное тело, а разбита системой тектонических нарушений на отдельные чешуи. Наиболее нижняя из них сложена зелеными сланцами, образованными по эффузивам основного состава, которые согласно перекрываются толщей черных сланцев, образованных по глинистым отложениям. Выше лежащая чешуя сложена зелеными сланцами. В ее основании иногда присутствуют тектонические линзы серпентинизированных гипербазитов. Наиболее верхнее структурное подразделение сложено филлитами. Толща филлитов структурно несогласно залегает на зеленых сланцах, а к их тектоническому контакту приурочена марганцевая минерализация (кварц-серицит-пьемонтитовые сланцы). Хотя в целом породы изменены, в зеленосланцевой фации метаморфизма наблюдается увеличение степени метаморфизма структурно вниз по «разрезу»: от филлитов вверху до плейчатых кварц-серицитовых и актинолитовых сланцев внизу, среди которых иногда встречаются эпидот, гранат и биотит. То же можно сказать и о характере деформаций. Филлиты верхней чешуи пологоволнисты, в ниже лежащих чешуях развиты опрокинутые изоклиальные складки и мелкая плейчатость. Существование прямой зависимости между степенью сложности складчатой структуры и степенью метаморфических преобразований пород позволяет предполагать динамотермальный характер метаморфизма, его связь с тектоническими движениями, стрессом.

Сводный разрез отложений, слагающих верхнюю литопластину и составленный по разрезам отдельных чешуй, имеет следующее строение. Низы разреза (пачка зеленых сланцев) сложены зелеными актинолитовыми сланцами с реликтовыми вкрапленниками плагиоклаза с прослоями кварцитосланцев. Пачка зеленых сланцев надстраивается пачкой черных сланцев и филлитов, в основании разреза которой отмечен переслой зеленых актинолитовых и актинолит-эпидот-хлоритовых сланцев. Основная часть пачки сложена черными плейчатыми серицит-кварцевыми и кварц-серицитовыми сланцами с единичными прослоями хлорит-актинолитовых сланцев, кварцитов и метапесчаников (в верхней чешуе вместо черных сланцев развиты черные тонколистоватые филлиты, присутствуют маломощные прослои мелкозернистых рассланцованных песчаников). Мощность пачек в связи с изоклиальной складчатостью достоверно оценить трудно.

В строении толщи принимают участие также образования кислого состава, что позволяло некоторым исследователям относить эту толщу к спилит-кератофировой формации. По нашим наблюдениям, породы кислого состава (порфиroidы) слагают маломощные субпластовые залежи (силлы), и хотя они метаморфизованы и смяты совместно с вмещающими породами, включать их в разрез как стратиграфические подразделения нельзя. Они являются интрузивными образованиями и внедрились после того, как были образованы вулканогенная (основного состава) и терригенная (глинистая) толщи.

Рассмотренные литопластины, нижняя из которых сложена полиметаморфическими образованиями, а верхняя — прогрессивно метаморфизованными, имеют между собой тектонический контакт, «залеченный» плагиогранитами. Граниты слагают серию интрузивных тел, которые погружаются к юго-востоку под углом 40—50°, залегая, таким образом, конформно общей структуре в виде пластового тела, расщепленного на несколько субпараллельных ветвей. В каждом конкретном обнажении плагиограниты залегают параллельно сланцеватости вмещающих пород и очень редко дают небольшие секущие апофизы. В экзоконтактных частях плагиограниты представлены бластокатаккластическими разновидностями, на удалении от контактов встречаются участки массивных пород.

Плагнограниты диафторируют ортоамфиболиты и амфиболовые сланцы ганальской серии.

Второй участок расположен на северо-западе Ганальского блока, между р. Вактан Ганальский Левый на юге и р. Тумхан на севере (рис. 2). Здесь представлены, хотя и фрагментарно, почти все вещественные комплексы Ганальского блока и его непосредственного обрамления: комплекс пород, метаморфизованных в гранулитовой фации, стратифицирующиеся образования ганальской серии (вахталкинская, воеводская и дьявольская свиты), верхнемеловые, эоценовые и неогеновые отложения, а также интрузивные образования различного состава и степени метаморфических преобразований.

Наши работы не внесли существенных изменений в карту, составленную после крупномасштабной геологической съемки, проводившейся здесь под руководством Д. А. Бабушкина [2], за исключением некоторых вопросов, касающихся зон тектонических нарушений и полей распространения плагногранитов, верхнемеловых пород и интерпретации условий их залегания. Изучение структурных соотношений различных вещественных комплексов с учетом их метаморфизма позволило выделить на этом участке следующие литопластины (структурно снизу вверх): ортоамфиболитов и амфиболовых сланцев; полиметаморфических образований ганальской серии, которая имеет сложное тектонически расслоенное внутреннее строение и в своем основании включает блок полиметаморфических пород гранулитовой фации метаморфизма; и верхнюю литопластину, сложенную верхнемеловыми отложениями. На юго-западе участка названные структуры срезаются крутопадающим сбросом, отделяющим их от кайнозойских толщ.

Нижняя литопластина ортоамфиболитов структурно приурочена к тектоническому контакту между образованиями, слагающими Ганальский и Стеновой блоки. Она имеет линзовидную форму, максимальная мощность ее составляет 400 м. Ограничивающие литопластину разломы имеют юго-западное падение. Ортоамфиболиты образовались по габбро [2] и представлены средне- и крупнозернистыми грубополосчатыми и гнейсовидными разностями. Гнейсовидность обусловлена blastokataklastическими процессами при перекристаллизации пород в эпидот-амфиболитовой фации и имеет северо-западное простирание и юго-западное падение под углами 40—60°, являясь, таким образом, конформной как тектоническим ограничениям литопластины, так и общей структуре участка, которая образовалась в результате надвигания Ганальского блока на Стеновой в условиях температур и давлений эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма. Строение зоны надвига описано у Л. Л. Германа [2].

Вышележащая литопластина сложена стратифицированными образованиями ганальской серии, в которой выделяются три толщи, или свиты: нижняя (вахталкинская) 900 м, средняя (воеводская) 800 м и верхняя (дьявольская) 2500—3000 м. Строение этих толщ подробно рассмотрено в монографии Л. Л. Германа [2] и в отчетах по геологической съемке. Породы ганальской серии метаморфизованы в амфиболитовой фации и диафторированы в эпидот-амфиболитовой фации. Вахталкинская свита представлена мелко- и среднезернистыми амфиболитами и различными кристаллическими сланцами основного состава. Толща имеет слоистое строение, и в верхних частях ее разреза присутствуют прослои глиноземистых сланцев, кварцитов и мраморов. Амфиболиты и основные сланцы по своим петрохимическим параметрам относятся к толеитовым океаническим базальтам [10]. По нормативному составу среди них различаются оливиновые толенты, толеиты и кварцевые толеиты. На диаграмме В. Готтини ($Al_2O_3-Na_2O/TiO_2-TiO_2$) амфиболиты и основные кристаллические сланцы располагаются вдоль тренда базальтов океанических сводовых и глыбовых поднятий.

Залегающая выше воеводская свита сложена плагногнейсами, представленными биотитовыми, биотит-гранатовыми и глиноземистыми разностями с прослоями (5—20 см) кварцитов, мраморов и амфиболитов

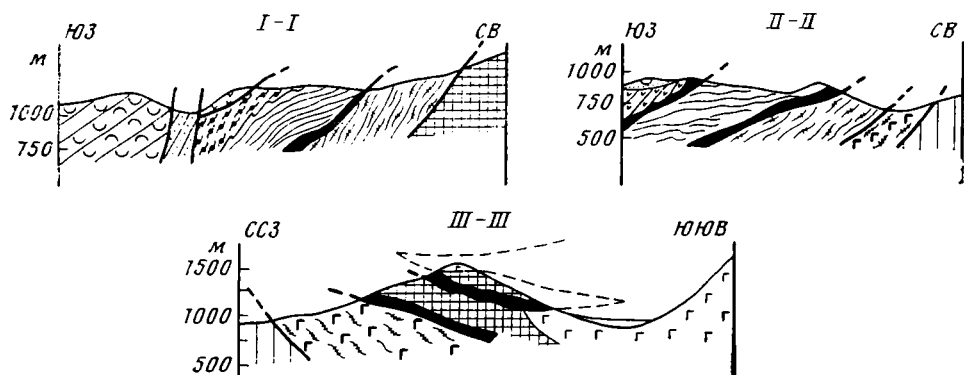
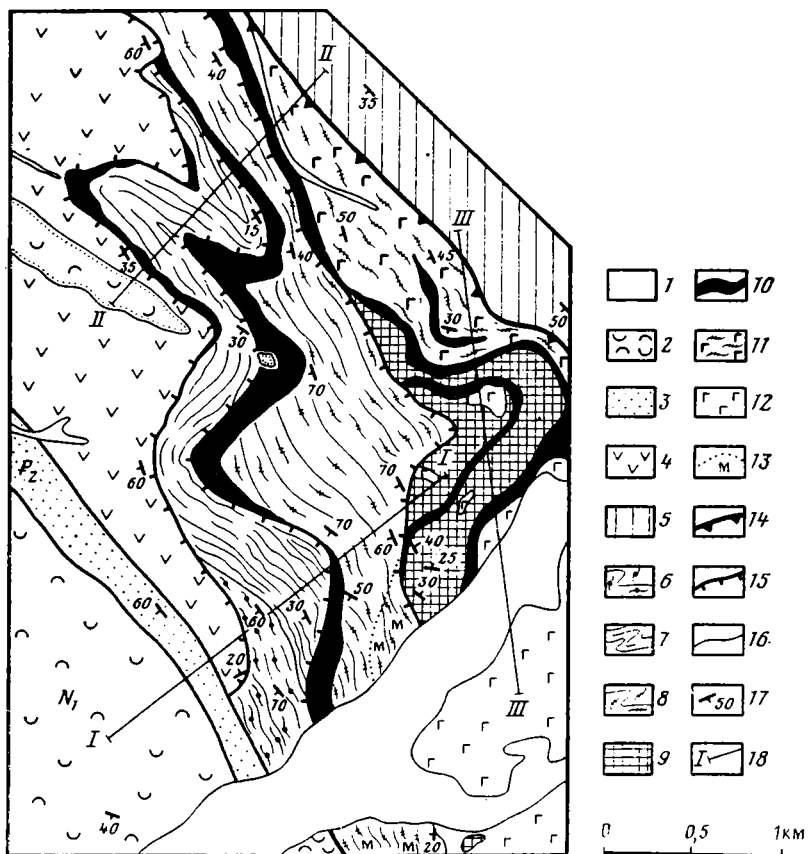


Рис. 2. Геологическое строение северо-западного участка Ганальского блока
 1 — четвертичные отложения; 2 — вулканогенные образования неогена; 3 — терригенные отложения эоцена; 4 — вулканогенные образования верхнего мела; 5 — прогрессивно метаморфизованные образования Стенового блока (тумханская свита); 6 — полиметаморфические образования ганальской серии: 6 — дьявольская свита, 7 — воеводская свита, 8 — вахталкинская свита, 9 — гранулиты; 10 — плагиограниты; 11 — ортоамфиболиты; 12 — габбронориты Юрчикского массива; 13 — мигматизированные породы; 14 — надвиг Ганальского блока на Стеновой; 15 — надвиги; 16 — стратиграфические границы; 17 — элементы залегания; 18 — линии профилей

(1,5—3 м). Восстановление первичной природы пород на основе их петрохимических характеристик по методу А. А. Предовского [9] показывает, что биотитовые плагиогнейсы соответствуют грауваккам и частично полимиктовым песчаникам; биотит-гранатовые плагиогнейсы — туфам и туффитам основного и среднего составов; высокоглиноземистые плагиогнейсы — глинистым породам (железисто-глиноземистым глинам и продуктам выветривания пород основного состава). Принадлежность

плаггиогнейсов к первично-терригенным и глинистым образованиям подтверждается тонкослоистым характером строения разреза толщи, который обусловлен не процессами метаморфической дифференциации, а отражает первичную слоистость, подчеркнутую также маломощными прослоями известняков (мраморов) и кремнистых пород (кварцитов). На диаграмме Х. Де Ля Рошу ($Fe_2O_3 + TiO_2 + CaO/Al_2O_3$) метатерригенные породы располагаются на границе полей граувакк и аркоза, т. е. соответствуют полимиктовым песчаникам. Они имеют натровую специализацию с отношением атомных количеств натрия к калию около двух. Таким образом, первично воеводская свита была, по-видимому, сложена граувакками, полимиктовыми песчаниками, туффитами, глинистыми породами и продуктами разрушения пород основного состава с прослоями базальтов (амфиболиты), кремнистых (кварциты) и карбонатных (мраморы) пород. Воеводская свита перекрывается отложениями дьявольской свиты, которая на данном участке представлена переслаиванием терригенных (плаггиогнейсы), кремнистых (кварциты) и эффузивных пород основного состава (амфиболиты).

Строение отложений ганальской серии и петрохимическая принадлежность вулканических пород к океаническим толеитам, а терригенных — к глинам, грауваккам и полимиктовым песчаникам с прослоями кремнистых и карбонатных пород, позволяет предполагать, что толща формировалась в морском бассейне, возможно, океанического типа (?). Однако, насколько корректно использовать петро- и геохимические данные для пород амфиболитовой фации метаморфизма при определении их первичной природы — вопрос спорный.

В основании литопластины, сложенной породами ганальской серии, залегает тектонический блок пород, метаморфизованных в гранулитовой фации метаморфизма. Размещаясь в ядре антиклинали [2], а по нашим данным, в основании ганальской литопластины моноклиналиного строения, породы гранулитовой фации метаморфизма имеют автономную, дискордантную вмещающим породам внутреннюю структуру, которая картируется как фрагмент синформы. Тектонические контакты между блоком пород гранулитовой фации метаморфизма и окружающими образованиями, так же как и контакт Ганальского блока со Стеновым, маркируются зонами бластокатаклаза и бластомилонитизации пород с перекристаллизацией их в условиях эпидот-амфиболитовой фации. Породы гранулитовой фации представлены различными гнейсами, плаггиогнейсами, глиноземистыми сланцами, двупироксеновыми сланцами и амфиболитами с бурой роговой обманкой. Эти породы слагают слоистую толщу, прорванную конкордантными телами эндербитов. Эндербиты относятся к существенно натровому геохимическому типу чернокинтоидов с отношением окиси калия к окиси натрия 0,4—0,5. Содержание кремнезема в эндербитах колеблется от 58 до 72%, сумма щелочей составляет 3,5—4,5%. По химическому составу эндербиты (за исключением калия) почти не отличаются от среднего состава гнейсов гранулитовой фации. Эти данные наряду с отмеченной Л. Л. Германом [2] зависимостью состава эндербитов от состава вмещающих пород, а также отсутствие признаков контактового воздействия и наличие постепенных переходов с вмещающими сланцами и гнейсами через мигматиты позволяют предполагать их палингенное происхождение за счет анатектического плавления вмещающих пород в процессе метаморфизма. Однако какой это был метаморфизм — региональный или контактовый, связанный с Юрчикским габброноритовым плутоном — не ясно. Генезис гранулитов требует своего решения.

Самая верхняя литопластина на данном участке сложена зеленокаменноизмененными, частично рассланцованными верхнемеловыми туфами, эффузивами основного и среднего составов, зелеными кремнями и туфосилицитами. Нижний тектонический контакт пластины, прослеженный на водоразделах рек Вактан Ганальский Левый, Воеводская, Крутая и Тухман, отсекает структуры подстилающей литопластины таким образом, что на юге участка верхнемеловые отложения залегают на по-

родах дьявольской свиты, а севернее — на отложениях воеводской свиты. Плоскость контакта падает на запад под углом 30° и сопровождается зоной рассланцевания и брекчирования как метаморфических, так и верхнемеловых пород. Расположенные западнее эоценовые и неогеновые отложения в надвиговой структуре не участвуют и отделены от тектонически расслоенного комплекса крутопадающим разломом типа сброса или сбросовдвиг. Миоценовые отложения залегают также внутри поля метаморфических и верхнемеловых пород, где они представлены фрагментами эффузивных потоков и туфов, содержащих в основании хорошо окатанную (до 5—7 см в поперечнике) гальку метаморфических образований, в том числе ортоамфиболитов, гранулитов и плагиогранитов. Обломки метаморфических пород известны и среди эоценовых отложений. Таким образом, кайнозойские толщи можно рассматривать как неоавтохтон, запечатывающий тектонически расслоенную структуру.

Особый интерес на рассматриваемом участке представляют плагиограниты, описанные Л. Л. Германом [2] как биотит-роговообманковые плагиограниты (гнейсограниты). Они аналогичны таковым на первом участке. Плагиограниты образуют пластинообразные тела мощностью от первых метров до десятков метров и располагаются вдоль зон развития бластомилонитов и бластокатаклазитов, маркирующих тектонические контакты между литопластинами. Плагиограниты приурочены к контакту ортоамфиболитов с вышележащими структурными подразделениями, к контакту тектонического блока пород гранулитовой фации метаморфизма с амфиболовыми сланцами и амфиболитами вахталкинской свиты, к границе вахталкинской и воеводских свит, которые на данном участке сорваны относительно друг друга, а также расположены в основании литопластины верхнемеловых пород. В нижних частях структурного разреза и особенно в вахталкинской свите плагиограниты образуют многочисленные маломощные послейные инъекции, а у контакта Ганальского и Стенового блоков по р. Тухман — мощную (100 м) залежь [2].

Плагиограниты состоят из андезина или олигоклаза и кварца. В значительном количестве (5—10%) присутствуют роговая обманка и биотит. Гнейсовидность обусловлена протокластовой структурой пород. Плагиограниты имеют следующие петрохимические параметры. По содержанию кремнезема 63—72% (преобладают значения 70—71%) и содержанию щелочей 4,6—6,8% они относятся к кварцевым диоритам, но главным образом к гранитам. Нормативный состав, %: ортоклаз — 1—4, альбит — 35—53, анортит — 10—25, кварц — 20—40, корунд — 2—4, т. е. гранитоиды являются глиноземистыми кварц-плагиоклазовыми породами, что соответствует и их модальному составу. По петрохимическим параметрам они попадают в поле тоналитов и трондьемитов, относятся к производным базальтовой магмы и на различных диаграммах располагаются в полях океанических плагиогранитов. Судя по их структурной приуроченности к зонам тектонических срывов и протокластическим структурам, можно предполагать, что они являются синкинематическими гранитоидами. Более того, это доказывается геологическими данными — возрастом гранитоидов, совпадающим со временем тектонического расслоения Ганальского блока, о чем будет сказано ниже.

Наиболее важным моментом в рассматриваемой структуре является залегание плагиогранитов в основании верхней литопластины, сложенной отложениями верхнего мела. Этот контакт наблюдался по р. Крутой и на водоразделе рек Воеводской и Крутой (рис. 3).

Подстилающими образованиями для верхнемеловых толщ здесь являются плагиогнейсы воеводской свиты. Плагиограниты слагают пластовое тело мощностью до 40 м с маломощными инъекциями, проникающими как вдоль сланцеватости, так и по трещинам отдельности в вулканогенные образования верхнего мела. По внешнему виду, текстуре, структуре, минеральному и химическому составам, а также по структурному положению, плагиограниты в основании пластины верхнемеловых пород ничем не отличаются от плагиогранитов, залегающих

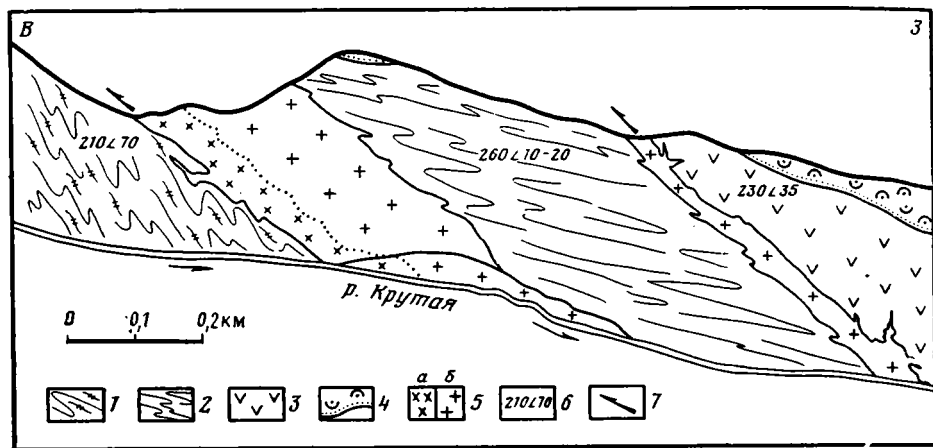


Рис. 3. Схематическая зарисовка левого борта р. Крутой
 1 — амфиболовые сланцы вахталкинской свиты; 2 — плагиогнейсы воеводской свиты; 3 — вулканогенные образования верхнего мела; 4 — туфогенные отложения неогена с базальным горизонтом; 5 — плагиограниты: а — кварцевые диориты и тоналиты, б — тоналиты и трондьемиты; б — азимут и угол падения, градус; 7 — тектонические зоны, «залеченные» плагиогранитами

среди более нижних структурных подразделений этого участка (в метаморфических образованиях ганальской серии), и от плагиогранитов юго-восточных районов Ганальского блока.

В строении гранитоидного тела участвуют как лейко-, так и меланократовые разности плагиогранитов. Наиболее отчетливо дифференцированное по составу тело плагиогранитов залегает между образованиями вахталкинской свиты и пластиной, сложенной плагиогнейсами воеводской свиты (см. рис. 3). В нижних частях оно сложено кварцевыми диоритами, затем тоналитами и трондьемитами вверх. Переходы между названными разностями постепенные. Однако ниже по течению р. Крутой в плагиогранитах, залегающих уже внутри литопластины верхнемеловых пород, отмечены и рвущие соотношения: в трондьемитах наблюдались ксенолиты кварцевых диоритов, являющихся, таким образом, ранней фазой.

То, что верхнемеловые образования находятся в покровном залегании и плагиограниты внедрялись по тектоническому контакту, а не по межформационным плоскостям отслоения, подтверждают следующие факты: отсутствие базальных горизонтов в верхнемеловых образованиях и рассланцевание пород вблизи их контакта с плагиогнейсами воеводской свиты, дискордантность структур и разрыв в степени метаморфизма между верхнемеловыми отложениями и образованиями ганальской серии.

ВЫВОДЫ

Проведенные исследования показали, что Ганальский блок метаморфических пород имеет тектонически расслоенную структуру. В его пределах совмещены полиметаморфические образования, прогрессивно метаморфизованные в зеленосланцевой фации толщи вулканогенного и глинистого составов, сопровождающиеся маломощными протрузиями гипербазитов, и зеленокаменноизмененные верхнемеловые отложения сорванных покровов. Сложенные этими образованиями литопластины имеют между собой тектонические контакты и различаются по составу, строению, характеру метаморфизма, количеству метаморфических преобразований и соответственно по своему относительному возрасту.

Образование тектонической расслоенности, по-видимому, происходило при дифференцированном смещении обособившихся литопластин с разных глубинных уровней литосферы, что фиксируется в современной структуре тектоническим налеганием на полиметаморфические образо-

вания ганальской серии как верхнемеловых, так и вулканогенно-терригенных толщ зеленосланцевой фации и в свою очередь налеганием полиметаморфических образований ганальской серии на прогрессивно метаморфизованные отложения Стенового блока.

Условия, при которых происходило становление литопластин на новых глубинных уровнях, определяются степенью метаморфизма в зонах тектонического контакта между ними: эпидот-амфиболитовой фацией на контакте Ганальского блока (пакета литопластин) со Стеновым, высокотемпературной зеленосланцевой фацией в зоне юго-восточного контакта образований ганальской серии с вулканогенно-терригенными толщами и, наконец, рассланцеванием с незначительной перекристаллизацией зеленокаменноизмененных пород верхнего мела в их контакте с полиметаморфическими образованиями на северо-западе Ганальского блока.

По-видимому, рассмотренная позднемеловая — раннепалеогеновая структура является результатом происходившего разноглубинного расслоения и «перетасовки» некоторых разрезов коры и совмещения отдельных их частей на новых глубинных уровнях. Таким образом, можно объяснить отсутствие стратиграфических соотношений между верхнемеловыми и метаморфическими образованиями, отсутствие обломков метаморфических пород в меловых толщах и отсутствие в районах Восточной Камчатки осадочных комплексов, соответствующих предполагаемому длительному периоду эрозии метаморфических образований, которые обычно рассматривают как выведенный к поверхности в домеловое время фундамент [2, 8 и др.]. Монометаморфические комплексы, образованные за счет допозднемеловых (на юго-востоке Ганальского блока) вулканогенно-осадочных комплексов, сформировались в послемеловое время, а толщи амфиболитовой фации (ныне полиметаморфические) — существенно ранее, но в докайнозойское время к поверхности не выводились. Во всяком случае пока доказательств тому нет.

По нашим данным, тектоническое совмещение разнородных литопластин произошло на рубеже мела и палеогена (возможно, в палеоцене), что доказывається участием в покровном строении верхнемеловых толщ, в то время как эоценовые и более молодые кайнозойские отложения относительно этой структуры слагают неоавтохтон. Формирование расслоенной структуры Ганальского блока сопровождалось внедрением плагиогранитов вдоль границ литопластин. Время внедрения плагиогранитов по геологическим данным определяется как послепозднемеловое — доэоценовое. Абсолютный возраст плагиогранитов (К-Аг-метод) определен в 65 млн. лет [2], что соответствует рубежу мела и палеогена. Таким образом, результаты геологических и геохронологических исследований в данном случае совпадают.

Учитывая другие материалы по восточным районам п-ова Камчатка [8 и др.], можно утверждать, что аккреция и формирование коры переходного (субконтинентального) типа на Восточной Камчатке началось в конце мела — начале палеогена. Собственно первые этапы формирования этой коры связаны с тектоническим расслоением литосферы в условиях сжатия, образованием разноглубинных надвигов, увеличением за счет этого мощности коры и выплавлением плагиогранитов, которые вещественно расслоили тектонически уже расслоенную структуру.

В заключение следует остановиться на вопросах, касающихся возраста пород Ганальского блока. Данные абсолютной геохронологии о возрасте метаморфизма амфиболитовой фации ганальской серии противоречивы. Наиболее древние даты получены Pb-Pb-методом по цирконам — 1,7—2,0 млрд. лет [6], а в более поздней работе А. Б. Львова [7] метаморфизм ганальской серии оценивается даже в 3,2 млрд. лет. Известны датировки плагиогнейсов Rb-Sr-методом — 242 млн. лет и гнейсов и амфиболитов K-Ag-методом — 188, 95—88, 69—65 млн. лет [2, 3]. Возраст прорывающих ганальскую серию плагиогранитов по цирконам определен в 3,0—3,2, 2,1—2,28 млрд. лет и 650 млн. лет [6], а также в 3—3,3 млрд. лет [7]. K-Ag-методом их возраст установлен в 65 млн. лет [2].

Столь же противоречивы и данные микропалеофитологического анализа. По данным [6], толщи ганальской серии имеют архейский возраст, а по данным [4, 11], они содержат пермские и мезозойские формы.

В настоящее время определенно можно утверждать, что данные, полученные по цирконам [6, 7], не отражают ни истинный возраст пород ганальской серии, ни время их метаморфизма, поскольку находятся в явном противоречии с геологическими и биостратиграфическими данными. В частности, в туфосилитах Северного блока (кижиченокская и киргуропская свиты) метаморфизованных в зеленосланцевой фации обнаружены радиолярии (а по литологии эти толщи сопоставляются с верхнемеловыми отложениями Валагинского хребта), в то время как по цирконам возраст метаморфизма для них определен в 1,8—1,4 млрд. лет [7]. Такого же рода несоответствие получается и с плагиогранитами, которые прорывают верхнемеловые отложения, в то время как возраст плагиогранитов по цирконам соответствует докембрию [6, 7]. Что же касается времени зеленосланцевого метаморфизма, то если подтвердятся данные [1] о согласном залегании кремнисто-вулканогенно-терригенных верхнемеловых отложений на глинистых сланцах и филлитах, а также данные геологической съемки и [12] о согласном залегании кижиченокской, киргуропской и тумханской свит к северу от Ганальского блока, то возраст зеленосланцевого метаморфизма на юго-востоке Ганальского блока, так же как и возраст изменяющегося от зеленосланцевой фации до эпидот-амфиболитовой в Стеновом и Северном блоках, определится как конец мела — начало палеогена и, таким образом, будет связан с этапом глубинного надвигообразования. Геологические данные говорят в пользу такого предположения, которое, конечно, требует проверки и дополнительных доказательств.

Что касается возраста метаморфизма амфиболитовой фации (не говоря уже об определении возрастного интервала осадконакопления пород ганальской серии), то здесь проблема много сложнее и требует специальных петролого-геохронологических исследований.

Литература

1. *Апрелков С. Е., Бондаренко В. Н.* Новые данные о геологии Юго-Восточной Камчатки//Сов. геология. 1965. № 3. С. 74—88.
2. *Герман Л. Л.* Древнейшие кристаллические комплексы Камчатки. М.: Недра, 1978.
3. *Герман Л. Л., Шульдинер В. И., Шека С. А.* Метаморфические комплексы Ганальского хребта на Камчатке//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1976. № 2. С. 25—35.
4. *Дюфур М. С., Ерешко Э. М., Лебедев М. М. и др.* О спорольцевых комплексах из метаморфизованных отложений Камчатки и возрасте вмещающих их толщ//Вопросы региональной геологии. Вып. 2. Л.: Изд-во ЛГУ, 1977. С. 103—113.
5. *Лебедев М. М.* Ганальская метаморфическая зона Камчатки//Вопросы геологии, петрологии и металлогении метаморфических комплексов Востока СССР. Владивосток: ДВГИ ДВНЦ СО АН СССР, 1968. С. 85.
6. *Львов А. Б., Неелов А. Н., Богомолов Е. С., Михайлова Н. С.* О возрасте метаморфических пород Ганальского хребта Камчатки//Геология и геофизика. 1985. № 7.
7. *Львов А. Б.* Эволюция метаморфизма при формировании фундамента Восточно-Камчатской складчатой зоны (Ганальский хребет)//Проблемы эволюции докембрийской литосферы. Л.: Наука, 1986. С. 261—271.
8. *Очерки тектонического развития Камчатки.* М.: Наука, 1987. 248 с.
9. *Предовский А. А.* Геохимическая реконструкция первичного состава метаморфизованных образований докембрия. Апатиты: Изд-во Кол. фил. АН СССР, 1970. 172 с.
10. *Розен О. М., Марков М. С.* О происхождении амфиболитов метаморфического меланократового фундамента островных дуг (на примере Ганальского хребта Камчатки)//Геотектоника. 1973. № 3. С. 27—39.
11. *Сиверцева И. А.* О пермской флоре Камчатки//Вестн. ЛГУ. Геология и география. 1975. Вып. 3. № 8. С. 141—145.
12. *Тарарин И. А.* Геология и петрография зеленосланцевых образований Ганальского хребта Камчатки//Минералогия и петрография метаморфических и метасоматических пород. Владивосток: ДВГИ ДВНЦ СО АН СССР, 1977. С. 10—37.
13. *Тарарин И. А.* Эволюция метаморфических процессов в Ганальском хребте Камчатки//Корреляция эндогенных процессов Тихоокеанского пояса. Владивосток: ДВГИ ДВНЦ СО АН СССР, 1979. С. 63—101.
14. *Ханчук А. И.* О геологическом положении пород гранулитовой фации и габброноритов Ганальского хребта (Восточная Камчатка)//Геология и геофизика. 1978. № 8. С. 45—51.

УДК 551.244.3 : 532.11 (571)

КАРЦЕВ А. А., МАТУСЕВИЧ В. М., ЯКОВЛЕВ Ю. И.

**СВЯЗЬ АНОМАЛЬНО НИЗКИХ ПЛАСТОВЫХ ДАВЛЕНИЙ
С РИФТОГЕННЫМИ ЗОНАМИ СИБИРИ**

В Западной и Восточной Сибири обнаружены закономерности соотношения между геодинамикой и гидрогеологией. Гидрогеологические системы с аномально низкими давлениями встречаются в рифтогенных зонах. Активные и пассивные окраины континентов содержат гидрогеологические системы других типов.

До недавнего времени, если не считать палеогидрогеологии, связь гидрогеологии с геотектоникой освещалась лишь в схемах мелкомасштабного гидрогеологического районирования, например в виде выделения «гидрогеологических регионов» (по А. М. Овчинникову), приблизительно соответствующих таким геотектоническим элементам, как платформы, зоны складчатости и т. п. Существующие схемы гидрогеологического районирования никак не связаны с современными представлениями концепций мобилизма, современной геодинамики в свете теории литосферных плит, рифтогенеза и т. п., которые являются в настоящее время ведущими в геотектонике. Поиск каких-либо соотношений между гидрогеологией и тектоникой на мобилистской основе представляется весьма важным. Сейчас можно сказать, что факты, подтверждающие существование таких соотношений, появились в гидрогеологии.

Прежде всего в Восточной Сибири выявились обширные зоны развития так называемых АНПД (аномально низких пластовых давлений, т. е. давлений ниже гидростатического). Среди ряда объяснений, дававшихся по поводу их возникновения, позже других появилась гипотеза, согласно которой давления в пластах могут быть относительно пониженными в результате тектонического растяжения, увеличивающего объем трещиноватости пород, главным образом в консолидированном фундаменте. Проведенные расчеты показывают, что вполне реальный объем увеличения трещиноватости может обеспечивать уменьшение пластового давления до наблюдаемых аномально низких величин [4].

Оказалось, что максимальные (относительно гидростатического) понижения пластового давления концентрируются в зоне, представляющей ответвление на северном продолжении Байкальского рифта, в северной части Непско-Ботубинской антеклизы, частично относящейся к палеорифтовым системам Сибирской платформы, описанным К. К. Левашевым [2].

Появились новые данные по Западной Сибири. Здесь тоже наблюдаются зоны АНПД, хотя и на меньших площадях, чем в Восточной Сибири. По данным ряда исследователей, намечается приуроченность их к так называемой Омско-Гыданской зоне, представляющей собой пермо-триасовую рифтогенную структуру. Недавно на основе обобщения гидрогеологических и тектонических материалов по Западно-Сибирской платформе разработана общая гидрогеологическая схема этого громадного региона, увязанная с геотектоникой [3].

Как видно на схеме (рис. 1), в пределах Западно-Сибирской платформы выделяются три мегаблока и проходящая по сочленению западного и восточного из них упоминавшаяся выше Омско-Гыданская структурная зона (она выделялась и ранее под другими названиями в ряде работ сибирских геологов, начиная с И. В. Дебрикова, 1958). С каждым из названных геотектонических элементов связаны особые водонапорные системы (ВНС) с присущими им характеристиками пластовых давлений, состава водных растворов и т. д.

Существует несколько классификаций природных водонапорных систем. Для рассматриваемого в статье аспекта более всего подходит разделение природных водонапорных систем на: 1) эксфильтрационные, 2) инфильтрационные и 3) телионные (депрессионные). В первых в силу сжатия водосодержащих пород (или других причин, например термического воздействия) идет перемещение жидкости во внешних направлениях — эксфильтрация. Во вторых — при отсутствии как значительного сжатия, так и значительного растяжения происходит проникновение — инфильтрация (букв. «всачивание») воды в породу извне — из атмосферы, водоемов и т. п. Наконец, в телионных системах благодаря потере жидкости и отсутствию ее поступления породы существенно недонасыщены водами и имеется дефицит давления (депрессия).

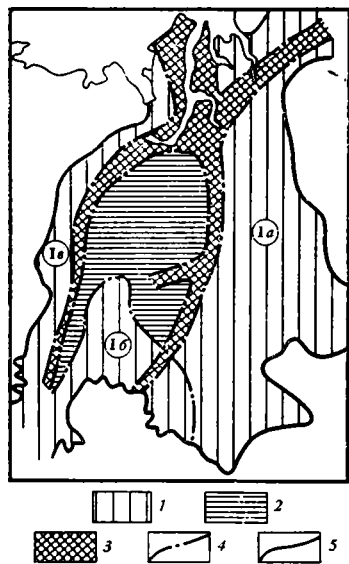
Касательно пластовых давлений положение следующее. Для Восточной ВНС (в пределах восточного мегаблока) характерны «нормальные» пластовые давления, т. е. отвечающие условным гидростатическим (давлению столба воды от дневной поверхности до точки замера в пласте); для Западной ВНС типичны сверхгидростатические давления и, наконец, для ВНС Омско-Гыданской структурной зоны — давления различны, причем часто встречаются аномально низкие давления. Омско-Гыданская структурная зона — геотектонический элемент рифтового характера, участок растяжения земной коры, отличающийся растрескиванием пород (главным образом палеозойских, образующих нижний структурный этаж), раскрытым характером трещин и значительным их объемом. Таким образом, опять АНПД оказываются связанными с пермо-триасовой рифтогенной структурой, подновленной и в новейшее время.

В соответствии с геотектоническими моделями Л. П. Зоненшайна [1], Д. И. Мусатова и др., западный мегаблок Западно-Сибирской платформы, включающий Западную ВНС, представляет собой активную окраину континентальной плиты, восточный мегаблок с соответствующей ВНС, — пассивную окраину, а Омско-Гыданская структурная зона, как уже говорилось, рифтоподобная зона.

Обратясь к гидрогеологической характеристике упоминаемых водонапорных систем, можно увидеть, что Западная ВНС обладает чертами эксфильтрационного типа (сверхгидростатические давления), Восточная ВНС — инфильтрационного типа (гидростатические давления), а в рифтоподобной Омско-Гыданской зоне встречаются черты ВНС телионного типа.

Так на примере Западной Сибири выглядит связь региональной гидрогеологии с тектоническим строением и геодинамикой.

Поскольку мы наблюдаем эту связь на примерах громадных регионов, можно предположительно говорить об ее глобальном значении. Выделяемые мобилистами [1] активные окраины континентальных плит характеризуются преобладанием погружений и интенсивного осадконакопления, и в силу этого для них типично существование эксфильтрационных ВНС. Соответственно пассивные окраины континентальных плит отличаются минимальным погружением, слабым осадконакоплением, пре-



Гидрогеологическая схема Западно-Сибирской платформы
1—3 — водонапорные системы:
1 — инфильтрационная (1а — восточного, 1б и 1в — западного мегаблоков); 2 — эксфильтрационная литостатическая; 3 — эксфильтрационная геодинамическая и частично телионная — Омско-Гыданская зона; 4 — границы водонапорных систем; 5 — границы Западно-Сибирской платформы

обладанием денудации, и в результате для них характерны инфильтрационные ВНС, т. е. относительно глубокое проникновение атмосферных вод. Наконец, рифтовые (и «рифтоподобные») зоны отличаются сложными гидрогеологическими условиями, мозаичным (?) распределением ВНС.

Для них при наличии изоляции от влияния атмосферы и гидросферы и древнем возрасте (а значит, и дальше зашедшей дегидратированности) пород характерно наличие телионных ВНС с пластовыми давлениями ниже гидростатических. Но в то же время в относительно молодых толщах, накапливающихся в надрифтовых депрессиях, могут развиваться и активные эксфильтрационные ВНС. Все это можно наблюдать на рассмотренных выше примерах Западной и Восточной Сибири.

Изложенные закономерности имеют немаловажное практическое значение. Тип водонапорной системы играет большую роль как при оценке ресурсов вод, условий их эксплуатации, так и для поисков, разведки, разработки залежей ряда полезных ископаемых, в первую очередь нефти и газов, а также при решении и некоторых других задач. На основе выявившихся закономерностей, исходя из тектонического районирования на мобилистской основе, можно прогнозировать развитие ВНС разных типов, характер вод и их режим. В общем виде, следуя изложенному, в пределах активных окраин континентальных плит могут сосредоточиваться преимущественно скопления углеводородов (типичные эксфильтрационные ВНС), а в пределах пассивных окраин — соответственно ресурсы пресных вод. Следует добавить, что залежи углеводородов вообще-то могут встречаться в любых водонапорных системах, но в разных условиях. Так, для телионных систем, по-видимому, характерно их приближение к самым нижним горизонтам бассейна.

Для создания базы региональных прогнозов целесообразно провести (и проводить впредь) гидрогеологическое районирование, используя региональные геотектонические схемы на мобилистской основе. Такое районирование, как следует из вышеизложенного, имело бы важное теоретическое и прикладное значение, тем более что в отношении прогнозов размещения полезных ископаемых по ряду данных не следует ограничиваться лишь пресной водой и углеводородами.

В заключение следует констатировать достижение нового уровня познания связей между гидрогеологией и геотектоникой, связей, свидетельствующих еще раз о сложном единстве различных элементов литосферы Земли.

Литература

1. Зоненшайн Л. П. Тектоника внутриконтинентальных складчатых поясов//МГК. 27-я сес. Докл. сов. геологов. Т. 7. Тектоника. М.: Наука, 1984. С. 48—59.
2. Левашев К. К. Палеорифтовые структуры восточного обрамления Сибирской платформы//Сов. геология. 1977. № 10. С. 59—75.
3. Матусевич В. М., Бакуев О. В. Водонапорные системы Западно-Сибирского нефтегазоносного мегабассейна с позиции геодинамики//Сов. геология. 1986. № 2. С. 117—121.
4. Яковлев Ю. И., Семашев Р. Г. Гидродинамическое обоснование выделения водонапорных систем депрессионного типа//Геология нефти и газа. 1982. № 9. С. 23—27.

Московский институт
нефтехимической и газовой
промышленности, Москва, 117917

Поступила в редакцию
31.III.1986

УДК 551.248.2(571.53)

ЛУКИНА Н. В.

ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ДВИЖЕНИЯ ПО РАЗЛОМАМ ЮГО-ЗАПАДНОГО ФЛАНГА БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ

Рассматривается кинематика и скорости четвертичных горизонтальных и вертикальных движений по генеральным разломам юго-западного фланга Байкальской рифтовой зоны. Предложен метод (в связи с отсутствием геологических критериев выявления горизонтальных смещений по разломам, расположенным вдоль границ структурно-фациальных зон) анализа этих движений по смещению датированных форм рельефа. Выявлена тесная зависимость соотношения горизонтальных и вертикальных движений от простираения разломов и преобладание в несколько раз левосдвиговых горизонтальных смещений по субширотным швам над вертикальными перемещениями. Это позволило установить характер современной геодинамической обстановки и поля напряжений рассматриваемого региона.

ВВЕДЕНИЕ

Выявление горизонтальных смещений по разломам, расположенным вдоль границ структурно-фациальных зон, пока не получило четких геологических критериев. Поэтому масштабы этих явлений не могут быть оценены для геологического прошлого в должной мере даже теперь, когда превалирующая роль горизонтальных движений на Земле стала общепризнанной. Тем не менее о величинах горизонтальных движений, их соотношении с вертикальными подвижками можно судить по смещению форм рельефа в зонах крупных разломов, т. е. выяснить кинематику и даже скорости перемещений крыльев разломов на последнем новейшем этапе их развития. Это возможно при установлении возраста смещенных форм рельефа. Последнее базируется на изучении эволюции рельефа в комплексе со стратиграфией новейших отложений при привлечении всех возможных средств их абсолютного и относительного датирования. Понятно, что чем более древние формы рельефа окажутся смещенными разломами, тем за больший геологический интервал времени могут быть установлены горизонтальные и вертикальные смещения по ним. И затем, чем более точно и подробно осуществлено датирование форм рельефа, тем вероятнее возможность выявления поэтапных подвижек по разломам.

В настоящей статье подобная методика применена для выяснения кинематики и количественных оценок четвертичных горизонтальных и вертикальных движений по генеральным разломам юго-западного фланга Байкальской рифтовой зоны, что позволило установить современную геодинамическую обстановку и поле напряжений этого региона.

РАЗЛОМЫ ЮГО-ЗАПАДНОГО ФЛАНГА БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ

Крупнейшими дизъюнктивными структурами юго-западного фланга Байкальской рифтовой зоны являются Тункинский и Байкало-Мондинский разломы (рис. 1). Первый располагается в зоне чрезвычайно крутого перехода южного склона хребта Тункинские гольцы в северный борт Тункинской впадины и протягивается с востока на запад более чем на 200 км, образуя в плане изогнутую к северу дугу [10, 11, 22]; суммарный размах вертикальных неотектонических движений в системе Тункинская впадина — горное обрамление составляет 5000—5600 м [16, 21]. Байкало-Мондинский разлом [14] длиной более 500 м имеет субширотное простираение и располагается вдоль южного борта Тункинской

впадины у подножия хр. Хамар-Дабан, протягиваясь от оз. Байкал на востоке к северным окончаниям Хубсугульской и Дархатской котловин на западе.

Тункинский разлом описан в литературе как каледонский тектонический контакт, по которому архейские породы слюдянской серии надвинуты с юга на верхнепротерозойские отложения тункинской свиты [23], — Туботский надвиг. В новейшее время древний тектонический контакт омоложен и приобрел иную морфологическую и кинематическую характеристику. Он представляет собой сложно построенную дизъюнктивную зону с несколькими уступами, описанную как левосторонний сбросо-сдвиг [28]. С. И. Шерман и К. Г. Леви [25—27] трактуют его



Рис. 1. Фрагмент отдешифрированного космического снимка юго-западного фланга Байкальской рифтовой зоны
Цифры в кружках — разломы: 1 — Тункинский, 2 — Байкало-Мондинский, 3 — Главный Саянский; I — Тункинская впадина. Черный цвет — оз. Байкал (на востоке) и оз. Хубсугул (на западе)

как трансформный разлом Байкальской рифтовой зоны. Байкало-Мондинский разлом также представляет собой обновленный тектонический шов древнего заложения, расположенный вдоль границы структурно-фациальных зон. Он хорошо дешифрируется на космических снимках (см. рис. 1) и изображен на некоторых геологических и специальных картах [8, 9], хотя на поверхность «выходит» только в своей западной части, так как на востоке скрыт чехлом рыхлых осадков. На западе, в районе Мондинской котловины, разлом классифицируется как левосторонний сбросо-сдвиг [28 и др.].

Для выяснения кинематики, амплитуд, направлений и скоростей движений по этим разломам в четвертичное время нами применен метод геоморфологического анализа характера и степени деформаций форм рельефа в зонах разломов: речных террас нескольких возрастных генераций долины Иркутта и его притоков, русел разновозрастных долин постоянных и временных водотоков и т. п. Для этого сначала был установлен возраст этих форм.

Датирование форм рельефа. В Тункинской впадине по долине Иркутта (выше Зыркузунской петли) прослеживаются семь цикловых террас, кроме низкой и высокой пойм высотой соответственно 1,5—2 и 3 м. Последняя имеет раннеголоценовый возраст, сопоставимый с возрастом высокой поймы крупных рек Южной Сибири, для которой имеются следующие абсолютные датировки: 5730 ± 200 , 5900 ± 130 , 6290 ± 100 [6] и 7400 ± 140 [4]. Для кровли отложений высокой поймы Иркутта в Тункинской впадине радиоуглеродным методом определена дата в 4480 ± 25 лет [16].

I, II и III террасы Иркутта высотой соответственно 6, 12—14 и 20 м относятся к позднему плейстоцену, который может быть подразделен на три этапа: ранний, средний и поздний. По аналогии с террасами других долин Южной Сибири [13] их формирование логично связать: I — с позднезырянским (сартанским) оледенением, II — с каргинским похолоданием и золотомысским потеплением и III — с раннезырянским

(ермаковским) оледенением и шурышкарским потеплением каргинского интерстадиала. По термолюминесцентным и радиоуглеродным оценкам возраста оледенений и межледниковий [2] этап формирования I террасы попадает в интервал от 10 до 22–23 тыс. лет назад, II — от 22–23 до 46 ± 7 — 55 тыс. лет назад и III — от 55–58 ± 7 до 100–110 тыс. лет назад. Это не противоречит многочисленным абсолютным датировкам отложений многих рек Сибири и Северной Монголии: 11400 ± 500 , 11860 ± 28 , 11950 ± 50 , 12600 ± 150 , 12750 ± 120 , 13600 ± 120 , 14540 ± 365 , 15850 ± 680 , 17500 ± 100 и 20240 ± 840 лет для I террасы, от 26900 ± 340 до 47000 ± 1000 лет для II террасы [6] и 66000 ± 9 и 93000 ± 16 лет для, видимо, сопоставимой с III 20–25-метровой террасы р. Халхин-Гол [5]. Тем более, что для аллювия I террасы Иркута получены радиоуглеродные даты 9800 ± 1300 и 10380 ± 80 лет, а для аллювия II — 31860 ± 37 , 37000 ± 500 и 40060 ± 820 лет [17], а также Н. В. Кинд, В. Д. Сулержицкий, С. Н. Виноградовым и др. — более 51 тыс. лет назад.

Тогда IV и V террасы Иркута, высотой соответственно 40 и 60 м, можно отнести к среднему плейстоцену. Это подтверждается находкой зуба трогонтериевого слона в отложениях IV террас Ангары и Енисея, к бассейну которых относится Иркут, остатков прогрессивной формы *Equus sanmeniensis* в отложениях более высокой 50–60-метровой террасы Ангары, соответствующей V террасе Иркута [4], а также термолюминесцентными датировками аллювия 45-метровой террасы р. Халхин-Гол, возможно, аналогичной IV или V террасе Иркута: 120 ± 18 , 180 ± 26 и 260 ± 36 тыс. лет [5]. Как показали наши исследования, IV и V террасы Иркута хорошо увязываются с развитыми в районе пос. Монды конечными моренами двух среднелейстоценовых оледенений, по-видимому, самаровского и тазовского. Тогда, по оценке времени оледенений [1], период формирования IV террасы Иркута будет определен интервалом примерно от 100–110 до 180 ± 40 тыс. лет назад, а V — от 180 ± 40 до 290 ± 59 тыс. лет назад.

VI терраса Иркута высотой 80 м окажется скорее всего связанной с шайтанским оледенением раннего плейстоцена и тобольским межледниковьем начала среднего плейстоцена, т. е. временем от 290 ± 59 до 500(?) тыс. лет назад, так как отложения VII 100–110-метровой террасы, представленные крупновалунным галечником, вскрытые карьером у дер. Быстрой, оценены как эоплейстоценовые [17], т. е. имеют возраст ориентировочно от 800 тыс. до 1,8 млн. лет.

Более древние конгломераты и песчаные отложения, относимые на основе сопоставимой с хапровским комплексом Восточной Европы фауны мелких млекопитающих ко второй половине позднего плиоцена, как правило, деформированы и наклонены под углом 10–15° (разрез Ильча) или 60–70° (разрез Анчук) и служат цоколем более молодых четвертичных террас [12]. По времени образования, порядка 1,8–3,5 млн. лет назад, этим отложениям, видимо, соответствуют останцы наиболее низкой денудационной поверхности, располагающейся на бортах Тункинской впадины на относительных высотах 130–140 м над руслом Иркута и на абсолютных отметках 780–800 м. Аналогичным образом были продатированы русла и террасы притоков Иркута и приуроченных к ним временных водотоков.

Анализ смещений форм рельефа в зонах разломов. Перейдем теперь к характеристике морфологии и кинематики движений по Тункинскому и Байкало-Мондинскому разломам.

Наиболее восточный отрезок Тункинского разлома длиной около 20 км, названный Тибельтинским, — близкий к вертикальному разрыву северо-западного простирания (аз. 310 – 315°) (рис. 2). Почти на всем его протяжении зона разлома шириной до 2–2,5 км разрабатывается современным руслом р. Иркут или разрабатывалась им в четвертичное время, так как к ней приурочены тыловые швы I, IV и V его террас. Размах рельефа на этом участке равен 500–700 м, так что скорости новейших, в основном позднеплиоцен-плейстоценовых [11, 21, 23], вертикальных движений могут быть оценены минимум в 0,17–0,2 мм/год (без

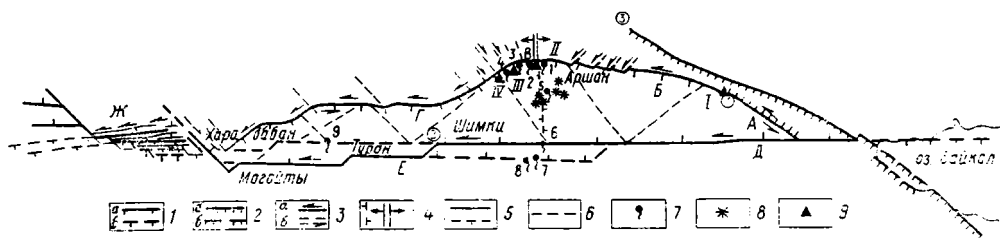


Рис. 2. Схема четвертичных разломов юго-западного фланга Байкальской рифтовой зоны 1—7 — разломы (а — достоверные, б — предполагаемые): 1 — сбросы (бергштрих направлен в сторону опущенного крыла), 2 — взбросы (бергштрих направлен в сторону приподнятого крыла), 3 — сдвиги (стрелкой показано направление смещения крыльев), 4 — раздвиги, 5 — разломы неуставленного типа (бергштрих направлен в сторону опущенного крыла), 6 — предполагаемые разломы под чехлом кайнозойских осадков; 7 — минеральные источники (1, 2 — Аршан, 3 — Амиань, 4 — Папий Аршан, 5 — Кунтенский, 6 — Новый Жемчуг, 7 — Хонгор Ула, 8 — Жемчуг, 9 — Нилова Пустынь); 8 — четвертичные вулканы; 9 — палеосейсмодислокации (I — Торская, II — Аршанская, III — Буготой, IV — Талта [10]). Цифры в кружках — разломы: 1 — Тункинский, 2 — Байкало-Мондинский, 3 — Главный Саянский. Буквы — участки Тункинского разлома: А — Тибельтинский, Б — Туботский, В — Аршанский, Г — Хубыты-Ихэгерский и Байкало-Мондинского разлома: Д — восточный, Е — центральный, Ж — Харадабан-Мондинский. В 1 см — 2 км

учета глубины прогибания впадины). Вертикальная амплитуда смещения по разлому не менее 250—300 м. Изгибы русел крупных ручьев, впадающих в Иркут, свидетельствуют о проявлении в это же время также и левосдвигового смещения на этом отрезке Тункинского разлома амплитудой порядка 400—600 м. Таким образом, средние скорости горизонтальных движений по разлому в плейстоцене достигают 0,4—0,7 мм/год. К северо-западному окончанию Тибельтинского отрезка Тункинского разлома приурочена Торская сейсмогенная структура (см. рис. 2), выраженная взбросо-сдвигом с приподнятым на 15 м юго-западным крылом [19, 20, 24]. По-видимому, неоднократные левосторонние подвижки по разрыву вызвали подновление уступа и, как следствие — крутой поворот русла р. Подкукой на восток с формированием подпрудного озера, которое получило сток в период отсутствия движений. В дальнейшем в результате продолжающихся левосдвиговых смещений р. Подкукой изменила направление стока, использовав русло более западного водотока.

Туботский отрезок Тункинского разлома (см. рис. 2) протягивается в запад-северо-западном направлении (аз. 280—290°) на 40—45 км и представляет собой серию кулисно расположенных сбросовых уступов с падением плоскостей сместителей на юго-запад под углом 60—70°. С торцов кулисы ограничены небольшими разрывами северо-восточного простирания, возможно, с левосторонними смещениями, разрабатываемые руслами временных голоценовых потоков. Ширина разломной зоны достигает 2 км. Сбросовые смещения, сочетающиеся с изгибом, дают суммарный размах рельефа от 700—800 до 1400—1600 м, т. е. средняя скорость позднеплиоцен-плейстоценовых вертикальных движений может быть оценена в 0,2 мм/год (без учета величины прогибания впадины). По искривлению русел рек Цаган-Узун, Тубота, Улунгутуй, Белух, Большая и Малая Харимта и других, заложившихся, по-видимому, еще в эоплейстоцене, фиксируется левосдвиговое смещение по этому отрезку Тункинского разлома амплитудой до 700 м, т. е. со скоростью около 1 мм/год, что на полпорядка больше скоростей минимальных вертикальных движений.

Возле курорта Аршан (см. рис. 2) Тункинский разлом через 4-километровый субширотный отрезок резко меняет простирание с запад-северо-западного на северо-восточное и восток-северо-восточное. Субширотный участок наиболее хорошо изучен благодаря доступности и обнаженности. Вертикальную амплитуду разлома оценивают здесь от 300—400 [28] до 1000 м при 5-километровом размахе новейших движений в ре-

зультате пластического изгиба кристаллического основания, которым, по мнению Н. А. Флоренсова [22, 23] и В. В. Ружича [18], сопровождалось сбросовое опускание дна Тункинской впадины. Ширина зоны разлома равна 1200 м. Она выражена сильно раздробленными, перетертыми и местами превращенными в муку милонитизированными породами с трещинами, заполненными графитизированными образованиями, по которым, как правило, фиксируются широтные сбросовые смещения и левосторонние горизонтальные подвижки. Как показала проведенная нами глазомерная съемка, насчитывается шесть сбросо-сдвиговых уступов, вертикальная и горизонтальная амплитуда которых (кроме самого южного) по деформациям III, IV и V средне- и позднеплейстоценовых террас р. Кынгарги может быть оценена соответственно в несколько метров и первые десятки метров (рис. 3). Два самых южных уступа описаны в литературе как Аршанская сейсмогенная структура [20]. На левом берегу р. Кынгарги это два сброса, имеющие южное падение под углом 75—80° и вертикальную амплитуду 20 и 11 м. Сбросы смещают поверхность III позднеплейстоценовой террасы высотой 16 м, при этом приподняты их северные лежащие крылья и III терраса выше уступов имеет относительную высоту над руслом 47 м. По изгибу в плане тылового шва I надпойменной террасы устанавливается левостороннее горизонтальное смещение по указанным сбросам: по первому 30 и по второму 15 м.

На правом берегу р. Кынгарги Аршанская сейсмогенная структура выражена несколькими сбросовыми уступами и параллельным им тектоническим рвом шириной 8 и глубиной 2,8—3,3 м. Сбросы с южным падением под углом 75—80° смещают поверхность той же III 16-метровой речной террасы на относительную высоту до 25 м, т. е. на 9 м вверх (обратный взброс) при горизонтальной левосторонней подвижке до 15 м. Поверхность I террасы нарушена уступом высотой 1,3 м. Отсюда следует, что поднятие III террасы р. Кынгарги на 20—22 м на ее левом берегу (до 47 м относительной высоты по сравнению с 25-метровой на правобережье) произошло как по описанному субширотному сбросу, так и по субмеридиональному разрыву, разрабатываемому руслом реки. На его существование уже указывали некоторые исследователи, в том числе В. В. Ружич [18], характеризуя его как раздвиг. Южное продолжение Кынгарского разрыва фиксируется также по геофизическим данным [7]. К нему приурочены проявившиеся в зоне растяжения вытянутые субмеридиональной цепочкой плейстоценовые вулканы Тункинской впадины, Кунтенский минеральный источник на горе Священной и др. Именно в месте пересечения Кынгарского раздвига с Тункинским сбросом выходят на поверхность термальные минеральные воды курорта Аршан (см. рис. 2). Отношение $^3\text{He}/^4\text{He}$ здесь равно $950 \cdot 10^{-8}$ [12], что несомненно свидетельствует о глубинности и современной активности Тункинского разлома.

На основании вышеизложенного, а также анализа деформаций террас различных возрастных генераций долины р. Кынгарги формирование Аршанской сейсмогенной структуры можно представить себе как серию подвижек. В интервале от 55 до 10 тыс. лет назад (т. е. после образования III террасы) произошел подъем на 20 м прямоугольного блока левобережья р. Кынгарги по субмеридиональному разрыву и субширотному сбросу, а затем осуществилось обновление Тункинского сброса на обоих берегах реки на протяжении 3—4 км с подъемом лежащего крыла на 9 м. В интервале от 10 до 4,5 тыс. лет назад обновилась восточная часть Тункинского сброса до западной ветви Кынгарского раздвига с опусканием висячего крыла на 1,3 м. Вместе с тем в интервале от 10 тыс. лет назад до настоящего времени, т. е. в течение голоцена, проявились левосдвиговые смещения по 20- и 10—11-метровым уступам соответственно на 30 и 15 м, т. е. в сумме на 45 м. По этим данным могут быть рассчитаны средние позднеплейстоцен-голоценовые скорости тектонических движений на этом участке Тункинского разлома: вертикальные, равные 0,5 мм/год, и горизонтальные — 4,5 мм/год, т. е. почти на порядок более высокие.

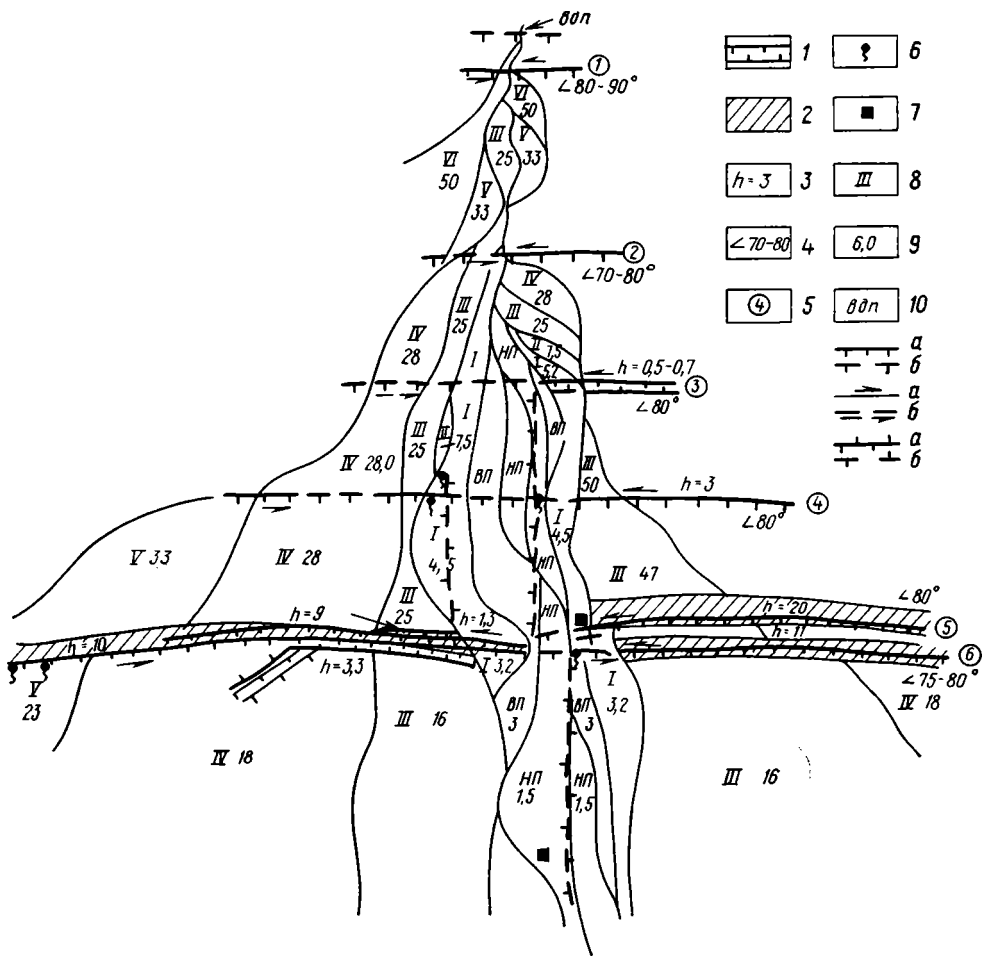


Рис. 3. Схема сбросо-сдвиговых уступов Тункинского разлома в районе курорта Аршан (по результатам глазомерной съемки автора. В 1 см — 100 м)

1 — тектонические рвы; 2 — склоны сбросовых уступов, близкие к плоскостям сместителей разрывов; 3 — вертикальная амплитуда сбросов, м; 4 — углы падения плоскостей сместителей; 5 — номера сбросовых уступов; 6 — минеральные термальные источники; 7 — скважины на минеральную воду; 8 — условные номера террас р. Кынгарги, НП — низкая пойма, ВП — высокая пойма; 9 — относительная высота пойм и террас над руслом, м; 10 — водопад. Остальные условные обозначения см. на рис. 2

Более западный участок Тункинского разлома северо-восточного простирания (аз. 50°) длиной примерно 10 км (см. рис. 2) также демонстрирует признаки высокой активности. К нему приурочены выходы минеральных вод ключей Амиань, Субурга, Папий Аршан и др., а также сейсмогенные структуры. Здесь описаны 30—50-метровые сбросовые уступы конусов выноса рек Буготой, Талта, Малый Буготой и Зун-Хандаган, сопровождаемые тектоническими рвами шириной до 70 и глубиной 5—6 м, а также оползнями и обвалами [20]. Как можно судить по анализу рельефа, смещениями задет уровень III позднеплейстоценовой террасы, формирование которой завершилось около 55—58 тыс. лет назад. Отсюда рассчитывается скорость позднеплейстоцен-голоценовых вертикальных движений по разрыву, достигающая 0,8 мм/год. Судя по изгибу русел указанных долин, заложившихся, по-видимому, в начале плейстоцена, в зоне разлома на этом участке проявились и левосдвиговые смещения амплитудой до 200—300 м, т. е. со средними скоростями не более 0,3—0,4 мм/год, что примерно вдвое меньше скоростей вертикальных перемещений. Голоценовые врезы временных водотоков на этом участке разлома разрабатывают, как правило, трещины северо-запад-

ного простирания, по которым можно предположить правосдвиговые смещения.

Расположенный западнее участок Тункинского разлома восток-северо-восточного простирания (аз. $60-65^\circ$) длиной 12 км по анализу рельефа и изгибу русел пересекающих его речных долин может быть классифицирован как левый сбросо-сдвиг.

Далее на запад на протяжении более чем 30 км Тункинский разлом приобретает субширотное простирание (см. рис. 2). Здесь он был детально изучен нами по долинам рек Хубыты и Ихэгер. При выходе их с гор насчитывается шесть сбросовых уступов, обрывающих среднеплейстоценовый трог долин: первый и второй (считая сверху) высотой по 40 м; третий, четвертый и пятый — по 10—12 м и шестой — 80 м, т. е. в сумме более 200 м. Таким образом, средняя скорость вертикальных смещений на этом участке Тункинского разлома за позднеплейстоцен-голоценовое время может быть определена в 1 мм/год при средних скоростях вертикальных неотектонических движений, установленных по размаху рельефа и мощности отложений, 0,16 мм/год. По изгибу русел ручьев Хубыты, Ихэгер, Харым, Булык и др., заложенных, вероятно, в начале плейстоцена, выявляется также левосдвиговая составляющая движений по разлому со средними скоростями за плейстоцен порядка 3—4 мм/год и за голоцен до 10 мм/год, т. е. в несколько раз большими, чем скорости вертикальных перемещений.

Западнее, на протяжении 8 км, Тункинский разлом имеет северо-восточное простирание (аз. 40°), которое сменяется снова субширотной ориентировкой на участке в 7 км и еще раз северо-восточной (аз. 50°) на участке в 15—16 км (см. рис. 2). На каждом из этих отрезков разлома проявляются морфологические черты, которые присущи уже описанным его участкам тех же структурных направлений: несколько уступов и преобладание левосдвиговых перемещений над сбросовыми вертикальными смещениями при субширотной ориентировке и, наоборот, единая плоскость сместителя и большая сбросовая составляющая движений по сравнению с левосдвиговой при северо-восточном простирании.

О современной активности Тункинского разлома свидетельствуют приуроченные к нему эпицентры крупных землетрясений: 3 сентября 1914 г., 8 марта 1920 г. и др. [19, 20].

Дугообразно изогнутый Тункинский разлом «упирается» в более южный субширотный Байкало-Мондинский тектонический шов (см. рис. 1 и 2). Последний на востоке проявлен геоморфологически [14] в виде спрямленной долины р. Ильчи, покинутой древней долины р. Иркут (ныне сквозной из бассейна р. Малая Быстрая в бассейн р. Нижняя Тибельти), субширотных участков верховьев русел р. Верхняя Тибельти и р. Хар-Горхон, флексуорообразных перегибов позднеплиоценовой поверхности выравнивания в низовьях р. Зун-Мурин и т. д. В центральной и западной частях Тункинской впадины зону разлома разрабатывает р. Иркут, что подчеркнуто различным характером новейших деформаций III позднеплейстоценовой террасы на его берегах — крыльях разлома и разницей в их геологическом строении. На пересечении Байкало-Мондинского тектонического шва с Кынгарским субмеридиональным раздвигом выходят на поверхность термальные воды крупнейшего минерального источника Тункинской впадины — Новый Жемчуг. Отношение $^3\text{He}/^4\text{He}$ здесь очень высоко — $1120 \cdot 10^{-8}$ [12] (см. рис. 2).

У пос. Шимки, Туран и Могойты зоны Байкало-Мондинского разлома трижды кулисно смещается к югу на 1—3 км. Кулисы соединяются разрывами северо-восточной ориентировки, разрабатываемыми руслом Иркуты. В 1,5 км к северу от пос. Могойты такой разрыв обрывает среднеплейстоценовые моренные образования урочища Нуркутул. Высота уступа равна 35—40 м, что свидетельствует о средних скоростях вертикальных движений по нему в позднеплейстоцен-голоценовое время порядка 0,4 мм/год. Можно предположить, что на продолжении Шимкинского разрыва 8 января 1963 г. произошло семерибальное Хамар-Дабанское землетрясение ($M=4,5$), имевшее изосейсты, вытянутые в северо-восточ-

ном направлении. Зона сейсмического затишья этого землетрясения [20] располагалась как раз к северу от Байкало-Мондинского разлома, т. е. на другом его крыле.

Одновременно к западу от пос. Шимки, по-видимому, протягивается более северная прямолинейно уходящая на запад ветвь Байкало-Мондинского разлома (см. рис. 2), дробящая архейский массив Ниловского отрога и ставшая каналом для излияния неогеновых базальтов в этом районе. Именно к ней приурочены выходы серных и радоновых термальных вод курорта Нилова Пустынь с отношением $^3\text{He}/^4\text{He} = 280 \cdot 10^{-8}$ [12].

У пос. Харадабан обе ветви Байкало-Мондинского разлома смыкаются. Здесь они пересекаются двумя разрывами северо-западного простиранья, разрабатываемыми верховьями р. Бурухтуй и руслом Иркуты и р. Харадабан, имеющих на берегах прекрасно обнаженные практически вертикальные обширные зеркала скольжения. Эти разрывы являются фрагментом протяженного линейamenta, дешифрируемого на космическом снимке «Метеор-31» (от 11 ноября 1981 г.) от вулканических построек Кропоткина и Перетолчина в Восточном Саяне параллельно Главному Саянскому разлому к верховьям р. Снежной в хр. Хамар-Дабан (см. рис. 1).

К западу от этих разрывов Байкало-Мондинский разлом протягивается уже в виде одной зоны, смещенной на 1—3 км к северу (см. рис. 2). Здесь он получил название Харадабан-Мондинского. Благодаря хорошей обнаженности разлом доступен непосредственному изучению на протяжении примерно 25—30 км. Здесь он представлен субширотной системой параллельных и кулисообразных подставляющих одна другую зон дробления, расщепления, милонитизации, а иногда и графитизации пород мощностью в несколько десятков или сотен метров, выраженных в рельефе тектоническими сбросовыми уступами, открывающими в ряде мест фрагменты плоскостей сместителей с великолепными зеркалами скольжения (рис. 4). Число таких уступов по одному профилю может достигать 8—10 и даже 12; всего же нами их было выявлено 16. Ширина всей зоны дробления колеблется от 3 до 5 км. Очевидно, что это древний омоложенный в новейшее время разлом. Таким образом, на западе приподнятым является северное крыло Байкало-Мондинского разлома (что особенно хорошо видно в Мондинской котловине), а на востоке — южное. То есть Байкало-Мондинский разлом — шарнирный, и шарнир его располагается в зоне пересечения с разрывами северо-западного простиранья у пос. Харадабан [14].

Суммарная амплитуда перемещений по системе сбросовых уступов западного участка Байкало-Мондинского разлома в новейшее время может быть оценена не менее чем в 1400 м, что дает скорость вертикальных смещений, видимо, с позднего плиоцена порядка 0,4 мм/год. Кроме того, по изгибу русел левых притоков р. Иркут по каждому из сбросовых уступов разлома фиксируются горизонтальные левосторонние подвижки величиной от 50 до 300 м, что в сумме, как показали наши подсчеты, составляет 2,2 км. Если считать, что долины этих притоков образовались после эоплейстоцена, то средняя скорость плейстоцен-голоценовых горизонтальных движений по Байкало-Мондинскому разлому составит 2,8 мм/год. Коленообразные изгибы русла Иркуты, совпадающие с плоскостями смещения тектонических уступов, появились, по-видимому также в результате левосторонних подвижек по ним. Поскольку долина Иркуты формировалась скорее всего с конца плиоцена, горизонтальные смещения по всем плоскостям зоны разлома, составляющие в сумме, по нашим замерам, 7,6 км, осуществились с той же скоростью, т. е. около 3,0 мм/год. Таким образом, горизонтальная составляющая новейших движений по Байкало-Мондинскому разлому в отдельные отрезки времени могла более чем в 7—8 раз превышать вертикальную.

О позднплейстоцен-голоценовой тектонической активности Байкало-Мондинского разлома свидетельствует расположенный в его зоне вулкан в долине р. Хулугайша, который прорывает, по нашим данным, морену максимального среднплейстоценового (самаровского) оледенения. К

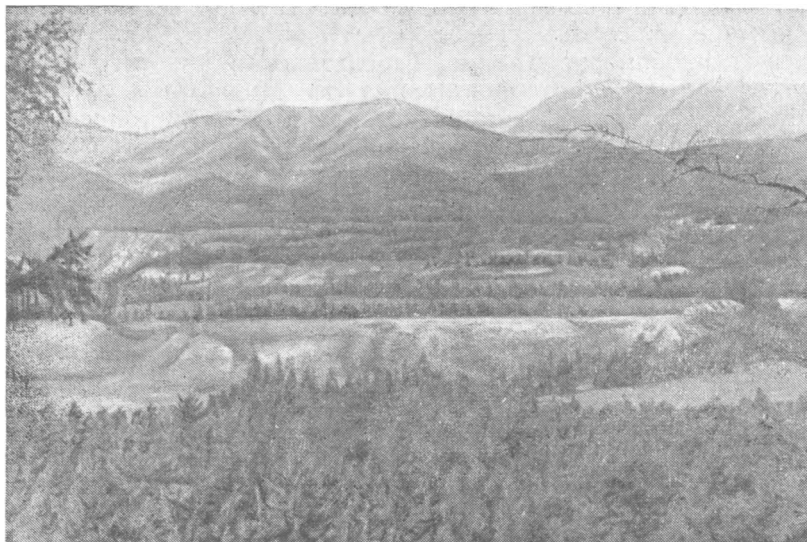


Рис. 4. Сбросовые уступы Харадабан-Мондинского отрезка Байкало-Мондинского разлома (к западу от пос. Монды) (фото автора)

продуктам извержения вулкана прислонены моренные образования более позднего и менее мощного (тазовского) оледенения второй половины среднего плейстоцена, что позволяет определить время извержения вулкана около 180 тыс. лет назад.

Современная активность Байкало-Мондинского шва подтверждается приуроченными к нему эпицентрами крупных землетрясений: 22 августа 1814 г. у пос. Шимки (9 баллов), 24 февраля 1820 г. в Туране (9 баллов), 8 марта 1829 г. в Туране и пос. Шимки (9 баллов, $M=7,0$), 10 августа и 22 октября 1958 г. Кырене (5—6 баллов) и т. д. Мондинское 9-балльное землетрясение 5 апреля 1950 г. ($M=6,75$) было результатом тектонического смещения по нескольким сбросовым уступам разлома с азимутом простирания 280° и углом падения 90° . Изучение возникших при землетрясении трещин длиной до 600 м и шириной до 1—2 м на протяжении 2—2,5 км показало преимущественно сбросовый характер подвижек, достигающих вертикальной амплитуды 0,8 м, с признаками левосторонних смещений в 10—15 см [20].

Западнее (см. рис. 1) Байкало-Мондинский разлом разветвляется и прослеживается в виде малоамплитудных 200- и 500-метровых разрывов с приподнятыми южными крыльями по долине Белого Иркутта и вдоль северного подножия массива Мунку-Сардык и примерно 700-метрового разрыва с приподнятым северным крылом вдоль его южного подножия. Последний разрыв, как видно на космическом снимке, протягивается в субширотном направлении к северным окончаниям Хубсугульской и Дархатской котловин [14].

Кинематика разломов. Таким образом, Тункинский и Байкало-Мондинский разломы представляют собой дизъюнктивные структуры древнего заложения, омоложенные на новейшем этапе развития и в настоящее время глубоко проникающие в земную кору. Об этом свидетельствуют приуроченные к ним многочисленные термальные минеральные источники с мантийными отношениями изотопов гелия, молодые и современные вулканы, а также землетрясения с гипоцентрами на глубине 20—25 км. Разломы могут быть охарактеризованы как левосторонние сбросо-сдвиги, у которых в целом суммарная горизонтальная составляющая движений в несколько раз превосходит вертикальную. Однако в зависимости от простирания отдельных отрезков разломов меняется не только их морфология (ширина зоны, угол падения плоскости смещения, наличие одного или нескольких уступов), но и кинематическая харак-

теристика (соотношение вертикальной и горизонтальной составляющих движений по амплитуде и скоростям). Причем это соотношение меняется вполне закономерно. Так, на Тибельтинском участке Тункинского разлома северо-западного простирания (аз. $310\text{--}315^\circ$) с одной крутой плоскостью сместителя скорости позднелицен-плейстоценовых горизонтальных левосторонних перемещений превышают вертикальные подвиги за тот же отрезок времени примерно в 2 раза, на Туботском участке запад-северо-западной ориентировки (аз. $280\text{--}290^\circ$) с несколькими более пологими сбросовыми ступенями — в 5 раз. На субширотных многоступенчатых Аршанском и Хубытинском участках позднелицен-голоценовые скорости левосторонних горизонтальных движений в 9—10 раз превышают скорости вертикальных смещений (за тот же временной интервал).

Таким образом, чем ближе к широтному направлению простирание разлома, тем больше отношение левосторонней сдвиговой составляющей движений к вертикальной. Это подтверждается и позднелицен-голоценовыми горизонтальными левосдвиговыми смещениями по субширотному Байкало-Мондинскому разлому, в 7—8 раз превышающими по амплитуде и скоростям вертикальные движения по нему. В то же время на участке Тункинского разлома северо-восточного простирания (аз. 50°) развит наиболее пологий сбросовый уступ и вертикальные позднелицен-голоценовые скорости движений в 2 раза больше горизонтальных левосдвиговых, т. е. там сформировались прежде всего сбросы с незначительной горизонтальной составляющей движений.

Новейшее поле напряжений. Все вышеизложенное позволяет прийти к выводу о диагональном расположении осей главных нормальных напряжений в новейшем поле: северо-запад — юго-восточном растяжении и юго-запад — северо-восточном сжатии. Только в этих условиях и могли сформироваться преимущественно сбросы северо-восточного простирания, субширотные левые сдвиги с преобладающим горизонтальным (по отношению к вертикальному) смещением и крутые, близкие к вертикальным, разломы (с незначительной горизонтальной составляющей движений) северо-западной ориентировки.

По механизмам очагов землетрясений непосредственно в Тункинской впадине констатируются близкого горизонтальные растягивающие усилия, ориентированные в северо-запад — юго-восточном направлении (аз. $320\text{--}324^\circ$), и субвертикальные или наклоненные под углом 50° к горизонту сжимающие напряжения [19, 20]. В горном же обрамлении Тункинской впадины, в хр. Тункинские гольцы и Хамар-Дабан, сжатие, по тем же данным, близкого горизонтально (аз. $31\text{--}42^\circ$), а растяжение — субвертикально [там же]. Аналогичное поле напряжений характерно и для окружающих территорий.

Это свидетельствует о наличии в новейшем поле напряжений регионального сжатия, ориентированного в северо-восточных румбах (повторим: аз. $31\text{--}42^\circ$) [14, 15], которое обусловило формирование структур растяжения (сбросов, например), вытянутых в этом же направлении, а также перпендикулярных к нему структур сжатия (например, взбросов и надвигов с простиранием $290\text{--}320^\circ$, описанных В. В. Ружичем [18, 22]).

Рифтогенный же процесс (подъем разуплотненных мантийных веществ непосредственно к подошве земной коры под днищем рифтовых впадин, одной из которых является Тункинская депрессия [7]) усиливает растягивающие напряжения северо-запад — юго-восточного простирания, предопределенные региональным сжатием.

Эта интеграция усилий на юго-западном фланге Байкальской рифтовой зоны — регионального сжатия, направленного с юго-запада на северо-восток, и локального рифтогенного растяжения, ориентированного в северо-запад — юго-восточном направлении, — определяет образование такого крупного широтного левого сдвига, каким является Байкало-Мондинский разлом [14, 15]. Новейшие, преимущественно позднелицен-четвертичные, горизонтальные смещения по нему привели к фор-

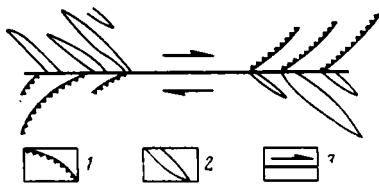


Рис. 5

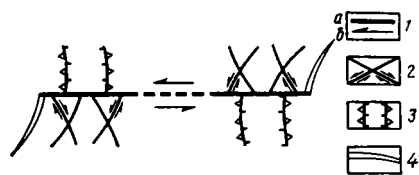


Рис. 6

Рис. 5. Принципиальная схема расположения структур сжатия и растяжения у концов сдвига по А. В. Лукьянову [3]

1 — структуры сжатия; 2 — структуры растяжения; 3 — сдвиг (стрелкой показано направление смещения крыльев)

Рис. 6. Локальное поле напряжений и ожидаемые вторичные нарушения вблизи концов разрыва для случая одноосного горизонтально ориентированного под углом сжатия, по Д. Н. Осокиной и Н. Ю. Цветковой [16]

1 — а — разрыв; б — направление смещения его крыльев; 2, 3 — пары сопряженных поверхностей скалывания; 2 — первая система трещин, 3 — вторая система трещин; 4 — ожидаемые отрывные нарушения у концов разрыва

мированию специфических структур сжатия и растяжения на его крыльях.

Впервые вопрос о закономерностях расположения таких структур в условиях сдвига был рассмотрен А. В. Лукьяновым [3]. Эти закономерности понятны из рис. 5: во фронтальной части сдвига формируются структуры сжатия, в тыловой — растяжения и отрыва. Экспериментально такие же пространственные взаимоотношения структур в зонах сдвигов были подтверждены работами Д. Н. Осокиной и Н. Ю. Цветковой [16] (рис. 6), а впоследствии П. М. Бондаренко и И. В. Лучицкого.

Для Байкало-Мондинского разлома выделяются следующие структуры такого типа. На северном его крыле, во фронтальной части этого левого сдвига, к структурам сжатия и скучивания могут быть отнесены молодые дислокации хребта Большой (Пограничный) Саян с максимальными в этом районе высотами; в тыловой части структурой растяжения, по-видимому, субмеридионально ориентированная северная половина Южно-Байкальской впадины. На южном крыле сдвига во фронтальной части область сжатия представлена структурами наиболее высокогорного района хр. Хамар-Дабан, примыкающего к южной оконечности оз. Байкал; в тыловой части сдвига располагаются структуры растяжения — меридионально вытянутые, с просевшими блоками днищ ограниченные сбросами Хубсугульская и Дархатская котловины. Наряду со структурами сжатия и растяжения на крыльях сдвигов экспериментально доказано [16] существование диагональных правосторонних и левосторонних сколов (см. рис. 6). С этих позиций наиболее молодые разломы северо-западного и северо-восточного простираний Тункинской впадины (см. рис. 2) получают логическое объяснение.

Выявленное современное поле напряжений и геодинамическая обстановка в условиях левого сдвига на юго-западном фланге Байкальской рифтовой зоны являются результатом новейших тектонических движений большого сегмента Азиатского континента и поэтому имеют большое значение для понимания процессов новейшего тектогенеза как Байкальской рифтовой зоны в целом, так и окружающих ее орогенических областей.

Таким образом, полученные результаты свидетельствуют о том, что анализ смещений датированных форм рельефа в зонах разломов является мощным средством выявления их морфологии и кинематики, а также соотношения горизонтальных и вертикальных движений по этим зонам на новейшем этапе тектогенеза. Морфолого-кинематическая характеристика разломов в зависимости от их простирания позволяет выяснить современную геодинамическую обстановку и новейшее поле напряжений.

Литература

1. *Алексеев М. Н., Девяткин Е. В., Архипов С. А. и др.* Проблемы четвертичной геологии Сибири//Четвертичная геология и геоморфология. МГК. 27-я сес. Доклады. Т. 3. М.: Наука, 1984. С. 3—12.
2. *Архипов С. А., Девяткин Е. В., Шелкопляс В. Н.* Корреляция четвертичных оледенений Западной Сибири, Горного и Монгольского Алтая, Восточной и Западной Монголии (по термолуминесцентным данным)//Проблемы стратиграфии и палеогеографии плейстоцена Сибири. Новосибирск: Наука, 1982. С. 149—162.
3. *Буртман В. С., Лукьянов А. В., Пейвее А. В., Руженицев С. В.* Горизонтальные перемещения по разломам и некоторые методы их изучения//Разломы и горизонтальные движения земной коры. М.: Изд-во АН СССР, 1963. С. 5—33.
4. *Геохронология СССР. Т. III.* Новейший этап (поздний плиоцен — четвертичный период). Л.: Недра, 1974. 360 с.
5. *Девяткин Е. В.* Кайнозой Внутренней Азии (стратиграфия, геохронология, корреляция)//Совместная Советско-Монгольская научно-исследовательская геологическая экспедиция. Труды. Вып. 27. М.: Наука, 1981. 196 с.
6. *Ендрихинский А. С.* Последовательность основных геологических событий на территории Южной Сибири в позднем плейстоцене и голоцене//Поздний плейстоцен и голоцен Юга Восточной Сибири. Новосибирск: Наука, 1982. С. 6—35.
7. *Зорин Ю. А.* Структура рифтовых впадин и глубинное строение Прибайкалья по гравиметрическим данным//Сейсмотектоника и сейсмичность рифтовой системы Прибайкалья. М.: Наука, 1968. С. 90—107.
8. *Карта активных разломов СССР и сопредельных территорий.* Масштаб 1 : 8 000 000/Под ред. В. Г. Трифонова. М.: ГУГК СССР, 1987.
9. *Карта неотектоники Прибайкалья и Забайкалья.* Масштаб 1 : 2 500 000/Под ред. Н. А. Логачева. Иркутск: ИЗК СО АН СССР, 1982.
10. *Логачев Н. А.* Саяно-Байкальское Становое нагорье//Нагорья Прибайкалья и Забайкалья. М.: Наука, 1974. С. 7—163.
11. *Логачев Н. А., Флоренсов Н. А.* Байкальская система рифтовых долин//Роль рифтогенеза в геологической истории Земли. Новосибирск: Наука, 1977. С. 19—29.
12. *Ломоносов В. С., Пампура В. Д.* Геохимические критерии ювенильности современных гидротерм Байкальского рифта и Восточно-Камчатской вулканической зоны//Тектоника и сейсмичность континентальных рифтовых зон. М.: Наука, 1978. С. 71.
13. *Лукина Н. В.* О скоростях эрозии в низовьях Бии//Современные геоморфологические процессы на территории Алтайского края (тезисы докладов). Бийск: Алт. отд. ГО СССР, 1984. С. 31—32.
14. *Лукина Н. В.* Использование аэрокосмических средств при изучении морфологии и кинематики новейших движений по некоторым разломам Байкальской рифтовой зоны//Аэрокосмическое изучение современных и новейших тектонических процессов. М.: Наука, 1988. С. 45—52.
15. *Неотектоника и современная геодинамика подвижных поясов (Трифонов В. Г., Востриков Г. А., Кожурин А. И., Лукина Н. В., Макаров В. И., Скобелев С. Ф.).* М.: Наука, 1988. 366 с.
16. *Осокина Д. Н., Цветкова Н. Ю.* Изучение локального поля напряжений и прогноз вторичных нарушений в окрестностях тектонических разрывов и в очагах землетрясений с учетом третьего главного напряжения//Поля напряжений и деформаций в литосфере. М.: Наука, 1979. С. 163—184.
17. *Путеводитель экскурсий А-13 и С-13.* XI конгресс ИНКВА. М.: ВИНТИ, 1981. 43 с.
18. *Ружич В. В.* Разломы юго-западного фланга Байкальской рифтовой зоны и некоторые вопросы динамики их формирования: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Иркутск: ИЗК СО АН СССР, 1972. 23 с.
19. *Сейсмотектоника и сейсмичность рифтовой системы Прибайкалья.* М.: Наука, 1968.
20. *Сейсмотектоника и сейсмичность юго-восточной части Восточного Саяна.* Новосибирск: Наука, 1975. 134 с.
21. *Соотношение древней и кайнозойской структур в Байкальской рифтовой зоне.* Новосибирск: Наука, 1979. 125 с.
22. *Флоренсов Н. А.* О роли разломов и прогибов в структуре впадин байкальского типа//Вопросы геологии Азии. Т. I. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1954. С. 670—685.
23. *Флоренсов Н. А.* Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1960. 260 с.
24. *Хромовских В. С.* Сейсмогеология Южного Прибайкалья. М.: Наука, 1965. 121 с.
25. *Шерман С. И.* Сдвиги и трансформные разломы литосферы//Проблемы разломной тектоники. Новосибирск: Наука, 1981. С. 5—26.
26. *Шерман С. И., Леви К. Г.* Горизонтальные движения земной коры на флангах Байкальской рифтовой зоны и современная гидротермальная деятельность//Геодинамика и полезные ископаемые. М.: Изд-во ГКНТ Совмина СССР, 1976. С. 100—101.
27. *Шерман С. И., Леви К. Г.* Трансформные разломы Байкальской рифтовой зоны и сейсмичность ее флангов//Тектоника и сейсмичность континентальных рифтовых зон. М.: Наука, 1978. С. 7—18.
28. *Шерман С. И., Медведев М. Е., Ружич В. В. и др.* Тектоника и вулканизм юго-западной части Байкальской рифтовой зоны. Новосибирск: Наука, 1973. 136 с.

УДК 551.243.12(571.53+571.54)

ШЕРМАН С. И., ДНЕПРОВСКИЙ Ю. И.**ПОЛЯ ТЕКТОНИЧЕСКИХ НАПРЯЖЕНИЙ БАЙКАЛЬСКОЙ
РИФТОВОЙ ЗОНЫ**

На основе массовых замеров тектонической трещиноватости геолого-структурными методами реконструированы локальные и региональные поля тектонических напряжений Байкальской рифтовой зоны.

Установлена зональная структура региональных полей напряжений. Выделяются последовательно сменяющие друг друга четыре типа напряженного состояния земной коры: сдвиговый, раздвиго-сдвиговый, сдвиго-раздвиговый и раздвиговый. Проведено сопоставление этих типов полей с полями напряжений, установленными по механизмам очагов сильных и слабых землетрясений. Из всей совокупности данных лучше соответствуют полям напряжений, восстановленным геолого-структурными методами, механизмы очагов сильных землетрясений, с магнитудой более 5,5. Отсюда перспективность применения геолого-структурных методов в выявлении напряженного состояния земной коры в асейсмических регионах.

СОСТОЯНИЕ ВОПРОСА И МЕТОДЫ ОЦЕНКИ ПОЛЕЙ НАПРЯЖЕНИЙ

Данные о напряженном состоянии земной коры в последнее десятилетие все больше привлекают внимание исследователей. Получить сведения о напряженном состоянии коры можно, используя три группы методов: инструментальные, сейсмологические и геологические. Первые применяются в горном деле и дают информацию для весьма ограниченных объемов коры. Так, по данным И. А. Турчанинова [18], метод разгрузки позволяет оценить напряжения на базе размерами в несколько сантиметров. Ультразвуковой метод позволяет получить данные о напряженном состоянии на дистанции, оцениваемой в несколько десятков сантиметров. Возможности ударно-сейсмического и сейсмического методов ограничены радиусом в десятки — сотни метров. Сейсмологические методы позволяют судить о напряжениях в объемах, измеряемых десятками и сотнями кубических километров. Получаемая при этом информация, как и в случае геологических методов, носит качественный характер.

В последнее время широкое применение находят геологические методы оценки напряженного состояния земной коры. Они позволяют исследовать огромные территории и получать представление о региональных и даже более высоких по иерархическому уровню полях тектонических напряжений.

Бесспорно, что эти методы обладают широкими возможностями, прежде всего по территориальному признаку, так как они не зависят от тектонической структуры региона. В то же время существует ряд дискуссионных вопросов, вызывающих неоднозначное отношение к геологическим методам исследования напряженного состояния. В частности, при восстановлении поля напряжений по анализу тектонической трещиноватости возникают сомнения в возрастной датировке трещин и, следовательно, реконструированного поля напряжений. Оценивать сильные и слабые стороны геологических методов изучения напряженного состояния земной коры можно при сравнении результатов, полученных этими и другими методами на примере хорошо изученной территории, одной из которых является Байкальская рифтовая зона (БРЗ).

В настоящее время поле тектонических напряжений БРЗ изучено как сейсмологическими [9 и др.], так и геологическими методами [4, 7, 16, 19, 21 и др.]. Среди последних известна публикация [20], в которой предложена схема полей напряжений БРЗ, составленная по комплексу

неоструктурных элементов. В ней уже отчетливо намечается сходство результативных частей с данными сейсмологических исследований и, следовательно, принципиальное единство состояния земной коры БРЗ, выявленное разными методами исследований.

Поставленная перед авторами статьи задача укрупнения масштабов работ потребовала сгущения сети наблюдений и совершенствования методики сбора и обработки геологических данных. Решение этой задачи стало возможным благодаря структурному подходу и обширному материалу по тектонической трещиноватости, собранному в результате многолетних полевых исследований в пределах БРЗ и смежных регионов.

Реконструкция полей тектонических напряжений по массовым замерам трещин проводилась нами на основе статистического метода П. Н. Николаева [12]. В ряде случаев, когда сопряженность трещин усложнялась неоднозначно, реконструкция осей главных нормальных напряжений проводилась по методу М. В. Гзовского [1]. Отметим, что использование этих двух методов для одних и тех же групп наблюдений показало сходство полученных результатов [21]. Возраст реконструируемых полей напряжений контролировался путем дополнительного изучения тектонической трещиноватости в породах неогенового и четвертичного возрастов. Такой подход позволил в большинстве случаев однозначно решить вопрос о нижней возрастной границе реконструируемого поля напряжений и ограничить его новейшим этапом. При этом учитывались уровни иерархии полей тектонических напряжений [2, 8, 13, 14, 22], полученные на основе разработанных П. Н. Николаевым принципов статистического выделения их рангов [13, 14].

В БРЗ нами выделены локальные и региональные поля напряжений. Первые характеризуют поле напряжений в точке массовых замеров трещин и могут быть распространены на ближайший объем пород, не превышающий в поперечнике первые сотни метров. Однако каждое локальное поле напряжений несет информацию и о поле более высокого, регионального, уровня [14]. Для его выявления на отдельных диаграммах группировались сведения об ориентации главных векторов локальных полей напряжений. Наличие общности в ориентации одноименных векторов в сочетании с территориальной близостью точек наблюдений и принадлежностью их к одной или нескольким, но однотипным региональным структурам, являлось основанием для выделения регионального поля напряжений.

Реконструированное таким образом поле тектонических напряжений характеризует новое интегральное состояние земной коры, которое нельзя получить на основе простого суммирования отдельных его частей [14].

ТИПЫ РЕГИОНАЛЬНЫХ ПОЛЕЙ НАПРЯЖЕНИЙ

Названными методическими приемами установлены региональные поля тектонических напряжений для различных участков БРЗ, выявлены особенности локальных полей напряжений, проанализированы направление и характер смещений различно ориентированных разрывов.

Результаты реконструкции локальных полей тектонических напряже-

Рис. 1. Карта локальных полей тектонических напряжений Байкальской рифтовой зоны по геолого-структурным данным. Составили С. И. Шерман, Ю. И. Днепровский, В. А. Саньков

1 — ориентация квадрантов сжатия и растяжения (соответственно белое и заливное поля); 2 — генеральные разломы: активные (а), неактивные (б); 3 — региональные разломы: активные (а), неактивные (б); морфокинематическая характеристика: 4 — сбросы (а) и сбросо-сдвиги (б); 5 — взбросы (а) и взбросо-сдвиги (б); 6 — надвиги; без бергштрихов — разломы невыясненного морфокинематического типа; 7 — кайнозойские впадины и депрессии

На врезке — схема региональных полей тектонических напряжений Байкальской рифтовой зоны (по геолого-структурным и сейсмологическим данным). Ориентация векторов растяжения и сжатия региональных полей напряжений: 1 — по геолого-структурным и 2 — сейсмологическим данным (для землетрясений с $M > 4$): а — горизонтальная, б — наклонная, в — вертикальная; 3 — кайнозойские впадины и депрессии

ний показаны на рис. 1. Сферограммы на нем отражают положение в пространстве квадрантов сжатия и растяжения и характеризуют напряженное состояние площадей в первые квадратные километры или несколько больше. В целом в БРЗ отмечается большое разнообразие ориентации векторов главных нормальных напряжений локальных полей как по простиранию, так и по углу наклона к горизонту. Однако устанавливаются и определенные закономерности. Так, на северо-восточном и юго-западном флангах БРЗ преобладают поля напряжений с близгоризонтальным положением осей растяжения, ориентированных в северо-запад — юго-восточном направлении, и субгоризонтальным или наклонным положением осей сжатия, простирающихся в юго-запад — северо-восточном направлении. Субширотные разрывы, развитые на этих пространствах, в большинстве случаев представляют собой левосторонние сбросо-сдвиги [21]. Движения по взбросо- и сбросо-сдвигам меридиональной и северо-западного простираний — правосторонние. В центральной части БРЗ локальным полям тектонических напряжений свойственно северо-запад — юго-восточное простирание осей растяжения, ориентированных субгоризонтально, и субвертикально или крутонаклонное положение осей сжатия.

Региональные поля тектонических напряжений БРЗ по геологоструктурным и сейсмологическим данным показаны на врезке к рис. 1. Хорошо видно сходство в ориентировке осей напряжений, полученных разными методами.

Представляют интерес и детальные исследования локальных полей напряжений в зонах крупных разломов БРЗ и их пересечений. На сводной диаграмме (рис. 2, А) показана ориентация осей главных нормальных напряжений для локальных разрывов в зоне крупного Кадарского разлома, расположенного вдоль северо-западного борта Чарской впадины (северо-восточный фланг БРЗ). Она характеризуется значительным азимутальным разбросом. Оси алгебраически максимальных напряжений (σ_1) образуют квадранты растяжения в секторах $270—360^\circ$ и $90—180^\circ$. Векторы осей алгебраически минимальных напряжений (σ_3 — сжатия) образуют соответствующие квадранты в секторах $180—270^\circ$ и $0—90^\circ$ (σ_2 — промежуточная ось). Такая ориентация в пределах квадрантов осей главных нормальных напряжений свидетельствует об их значительной дисперсии, при которой, тем не менее, всегда сохраняется принципиальная направленность осей растяжения в северо-запад — юго-восточных румбах, а осей сжатия — в юго-запад — северо-восточных.

На рис. 2, Б показаны выходы на верхнюю полусферу осей главных нормальных напряжений, восстановленных для локальных разрывов, расположенных в области пересечения Южно-Муйского субширотного регионального разлома, контролирующего южный борт Муйской впадины, с Парамским разломом субмеридионального простирания. Исследованная область располагается в месте выхода р. Витим в Муйскую впадину. Как следует из диаграммы, здесь устанавливается два типа полей напряжений, имеющих существенно различную ориентацию векторов сжатия и растяжения. Первый тип характеризуется северо-восток — юго-западным направлением осей растяжения (σ_1) и северо-запад — юго-восточным — сжатия (σ_3). Второй тип поля напряжений, наоборот, образует квадранты сжатия σ_3 в секторах $0—90^\circ$ и $180—270^\circ$ и квадранты растяжения σ_1 в секторах $270—360^\circ$ и $90—180^\circ$. Такое распределение осей главных нормальных напряжений свидетельствует о неоднородности картины локальных полей напряжений в узлах сочленения зон крупных разломов. Подобные исследования, проведенные в пределах зон разломов и областей их пересечений в других частях БРЗ, дали аналогичные результаты [21]. Можно констатировать, что проявление двух типов полей напряжений связано с существованием и развитием разломных узлов. Интересно, что ранее в публикациях сейсмологов [9, 10] в местах пересечения сейсмоактивных зон отмечалось наложение эпицентральных полей, отличающихся механизмами очагов, которое они связывали с приуроченностью отдельных групп землетрясений к разным глубинам.

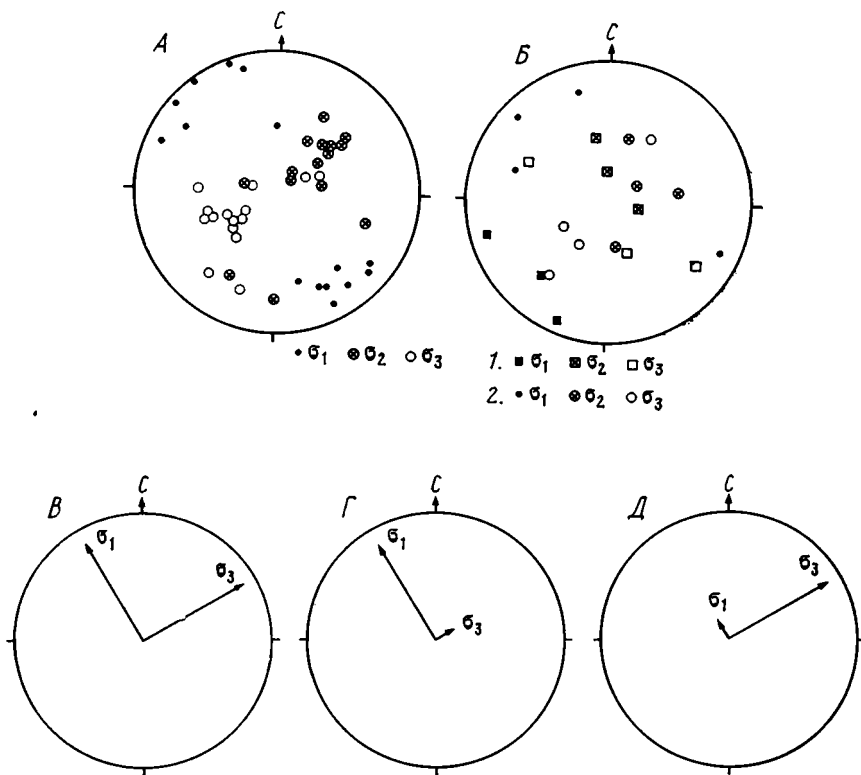


Рис. 2. Диаграммы ориентировки векторов главных нормальных напряжений в зонах крупных разломов и их пересечений: А — Кадарского разлома; Б — сочленения Парамского и Южно-Муйского разломов; В, Г, Д — объяснены в тексте. Кругами и квадратами обозначены выходы на верхнюю полусферу векторов главных нормальных напряжений, связанных с различными полями

Несмотря на влияние местных факторов на разнообразие локальных полей напряжений, необходимо использовать общее свойство последних — информацию о региональном поле напряжений, которое имеет наиболее важное значение в тектонических исследованиях.

Существует несколько вариантов построения карт региональных полей тектонических напряжений [1, 3, 16, 17, 23—25 и др.]. В их основу положен принцип отображения полей напряжений в траекториях главных осей или направлениях действия максимальных касательных напряжений. Знание траекторий векторов главных напряжений позволяет судить о знаке смещения по различно ориентированным разломам и прогнозировать положение новых разрывов. Вместе с тем такое отображение полей тектонических напряжений не позволяет судить о наклоне других осей и, следовательно, о направленности действия тектонических сил и, главное, о типе напряженного состояния, на который существенно влияет угол наклона вектора к горизонту того или иного из главных напряжений, чего не учитывает ни один из упомянутых выше способов построения карт региональных полей напряжений. Поясним это на конкретном примере. На рис. 2, В—Д показаны три варианта ориентации векторов главных нормальных напряжений, имеющих одинаковую направленность по отношению к географическим координатам. В первом случае (см. рис. 2, В) поле тектонических напряжений сдвиговое и формирующиеся разломы будут сдвигами. Во втором случае (см. рис. 2, Г) в поле тектонических напряжений будут формироваться сбросы; в третьем случае (см. рис. 2, Д) образуются взбросы и надвиги (σ_1 и σ_3 — то же, что и на рис. 2, А). Картина же в плане траекторий действия векторов главных напряжений всюду идентична. Эта неоднозначность возникает вследствие того, что при построении карт траекторий осей главных напряжений не учитываются углы их наклонов к горизонту.

Типы полей тектонических напряжений и соответствующие им морфологические типы разломов

Тип полей напряжений	Вариации углов наклона осей главных нормальных напряжений			Морфологические типы разломов	Примечание
	σ_1	σ_2	σ_3		
Сдвиговый	0—30°	60—90°	0—30°	Сдвиги Сбросо-сдвиги Сдвиго-сбросы Сбросы	Характерны для БРЗ
Раздвиго-сдвиговый	0—30°	45—60°	30—45°		
Сдвиго-раздвиговый	0—30°	30—45°	45—60°		
Раздвиговый	0—30°	0—30°	60—90°		
Взбросовый (надвиговый)	60—90°	0—30°	0—30°	Взбросы (надвиги) Сдвиго-взбросы Взбросо-сдвиги	Не характерны для БРЗ
Сдвиго-взбросовый	45—60°	30—45°	0—30°		
Взбросо-сдвиговый	30—45°	45—60°	0—30°		

Известно, что между полем тектонических напряжений в земной коре и морфологическими типами разрывов имеется связь. Она заключается в том, что морфология разрывов находится в зависимости от ориентации в пространстве осей главных нормальных напряжений. Можно выделить семь типов полей напряжений, характеризующихся различными сочетаниями ориентировок осей главных напряжений, каждому из которых будет соответствовать строго определенный морфологический тип разрыва (таблица). По углу наклона к горизонтальной плоскости оси главных нормальных напряжений могут быть отнесены к одной из трех позиций: субгоризонтальной (от 0 до 30°), субвертикальной (от 60 до 90°) и наклонной (от 30 до 60°). Причем в последнем случае имеет смысл выделить два типа наклона: от 30 до 45° — пологий и от 45 до 60° — крутой. Целесообразность такого разделения будет показана ниже. В соответствии с наклоном трех главных векторов и их взаимным сочетанием выделены (см. табл. 1) следующие возможные типы полей тектонических напряжений: сдвиговый, раздвиго-сдвиговый (с преобладанием сдвиговой составляющей), сдвиго-раздвиговый (с преобладанием раздвиговой составляющей), раздвиговый, а также взбросовый, сдвиго-взбросовый и взбросо-сдвиговый. Причем первые четыре типа характерны для региональных полей БРЗ, а взбросовый, сдвиго-взбросовый и взбросо-сдвиговый типы полей напряжений проявлены в БРЗ лишь на локальном уровне и поэтому в дальнейшем рассматриваться не будут.

Результаты реконструкции положения осей главных нормальных напряжений регионального уровня с учетом их наклона к горизонту показаны на рис. 3. Из него видно, что ориентация осей главных напряжений регионального поля в пределах БРЗ характеризуется достаточной устойчивостью по своему положению в пространстве. Субгоризонтальная ориентация осей главных растягивающих и субгоризонтальное или пологое положение главных сжимающих напряжений — таковы характерные черты региональных полей тектонических напряжений в пределах северо-восточного и юго-западного флангов БРЗ. При этом векторам растягивающих напряжений свойственна северо-запад — юго-восточная направленность, а векторам сжимающих напряжений — северо-восток — юго-западная. В пределах центральной части БРЗ оси растягивающих напряжений регионального поля ориентированы в северо-запад — юго-восточном направлении — преимущественно перпендикулярно простиранию основных рифтовых структур и расположены в субгоризонтальной плоскости. Векторы главных сжимающих напряжений ориентированы наклонно (под углом 45—60°) или субвертикально.

В целом же для БРЗ типична зональная структура регионального поля напряжений. Она выражается в последовательной закономерной

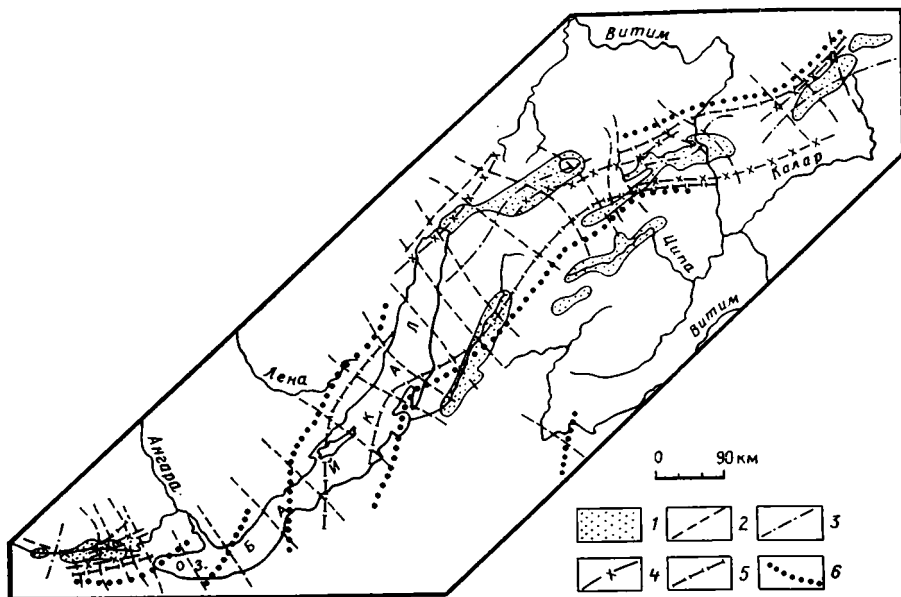


Рис. 3. Схема траекторий векторов сжатия и растяжения региональных полей напряжений Байкальской рифтовой зоны
 1 — кайнозойские впадины и депрессии; 2—6 — траектории главных векторов: 2 — осей растяжения (субгоризонтальных — $0-30^\circ$); 3—6 — осей сжатия: 3 — субгоризонтальных ($0-30^\circ$), 4 — наклонных ($30-45^\circ$), 5 — крутонаклонных ($45-60^\circ$), 6 — субвертикальных ($60-90^\circ$)

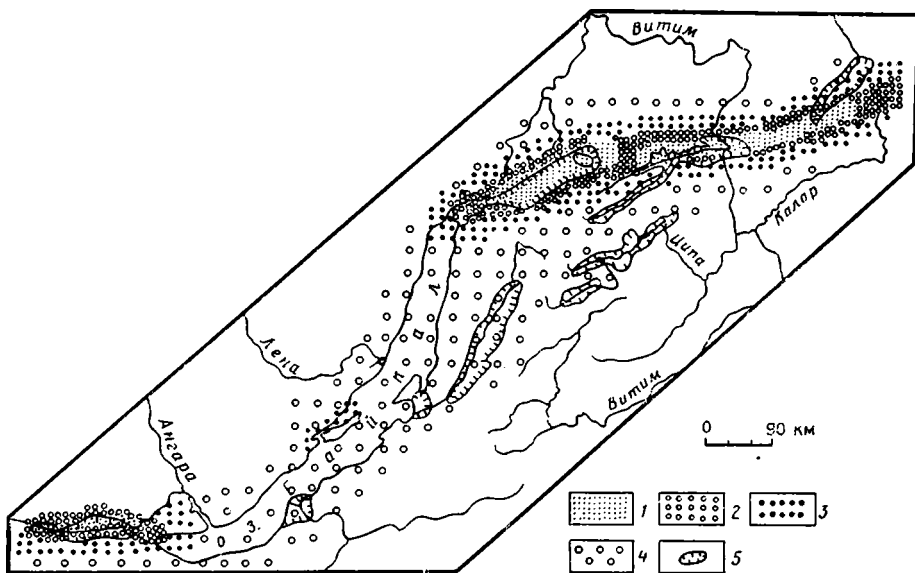


Рис. 4. Схема районирования региональных полей напряжений Байкальской рифтовой зоны
 1—4 — типы полей напряжений: 1 — сдвиговый, 2 — раздвиго-сдвиговый, 3 — сдвиго-раздвиговой, 4 — раздвиговой; 5 — кайнозойские впадины и депрессии

смене типов полей напряжений как по простиранию рифтовой зоны, так и вкrest нее (рис. 4).

От центральной части Байкальского рифта по направлению к дистальным его окончаниям прослеживается ряд типов полей напряжений, закономерно сочетающихся и сменяющихся друг друга. Для центральной части БРЗ характерны раздвиговые и сдвиго-раздвиговые поля тектонических напряжений, сменяющиеся раздвиго-сдвиговыми и сдвиговыми

полями на флангах. Вкрест простирания Байкальской рифтовой зоны, в пределах северо-восточного фланга, сдвиговые поля осевой части последовательно сменяются раздвиго-сдвиговыми, сдвиго-раздвиговыми и далее, за пределами рифта, другими разновидностями полей. На юго-западном фланге сдвиговые поля в осевой зоне рифта сменяются раздвиго-сдвиговыми, сдвиго-раздвиговыми и раздвиговыми полями в областях, обрамляющих рифтогенные впадины. Распределение типов полей напряжений в пределах юго-западного и северо-восточного флангов БРЗ весьма схоже.

Попытки увязать данные о механизмах очагов землетрясений БРЗ с полями тектонических напряжений, восстановленными геолого-структурными методами, предпринимались многими исследователями¹ [7, 16, 20, 21]. Было установлено сходство в ориентации векторов главных нормальных напряжений, восстановленных тем и другим методами. Основным, а подчас единственным элементом при сравнении являлся показатель ориентации осей главных напряжений в географических координатах, позволяющих определить знаки смещений по разрывам, но не судить о типе напряженного состояния, о чем уже говорилось выше (см. рис. 2, В, Г, Д). Нами при сопоставлении результатов оценки напряженного состояния земной коры, полученных разными методами, в качестве сравнимых показателей были выбраны ориентация векторов главных нормальных напряжений в географических координатах и типы полей напряжений. Чтобы наиболее полно выявить сходство и различия в картинах напряженного состояния, полученных по разным методикам, сравнение целесообразно проводить отдельно для центральной части БРЗ и ее флангов и использовать результаты работ сейсмологов по индивидуальному и групповому способам определения механизмов очагов. Из анализа сейсмологических данных нами были исключены надвиговые механизмы, которые проявлены лишь на дистальных окончаниях флангов БРЗ в областях перестройки полей напряжений и которые не являются собственно рифтовыми.

Ранее С. И. Шерман и К. Г. Леви [20], анализируя сейсмологические данные, отметили тенденцию к выполаживанию осей сжатия в механизмах очагов землетрясений с $M > 5,5$. Учитывая это, механизмы очагов землетрясений с $M > 5,5$ и с $M < 5,5$ рассмотрены нами отдельно.

Поскольку в БРЗ ось растяжения, по сейсмологическим данным, повсюду близгоризонтальна, тип поля напряжений определяется положением в пространстве оси сжатия. В тех случаях, когда она наклонена к горизонту под углом менее 45° , поле тектонических напряжений будет сдвиговым или раздвиго-сдвиговым, а когда больше 45° — сдвиго-раздвиговым или раздвиговым. Границей между этими двумя положениями оси сжатия на сфере является след конуса вращения с телесным углом при вершине 90° и осью вращения, совпадающей с нормалью к плоскости большого круга, проходящего через центр сферы. В пределах круга, образованного основанием конуса вращения, углы наклона векторов сжатия больше 45° , за его пределами — меньше 45° . Базируясь на изложенном, рассмотрим типы полей напряжений в пределах БРЗ, полученные разными методами.

Юго-западный фланг Байкальской рифтовой зоны. Сравнение данных определений механизмов очагов индивидуальных землетрясений (рис. 5) с результатами реконструкции поля напряжений геолого-структурным методом показывает, что в обоих случаях оси растяжения ориентированы в северо-западном — юго-восточном, а оси сжатия — в северо-восточном — юго-западном направлениях. Аналогичная сходимость в ориен-

¹ Данные о напряженном состоянии коры, полученные по анализу механизмов очагов землетрясений по наблюдениям за последние 30 лет, отражают современное поле напряжений. Данные, полученные геолого-структурным методом, характеризуют напряженное состояние коры за более длительный интервал времени, как минимум за посленеогеновый период. Сравнение результатов, полученных двумя принципиально разными методами, дает возможность выявить особенности современного поля напряжений БРЗ по отношению к более древнему полю, существовавшему по крайней мере в течение второй половины кайнозоя.

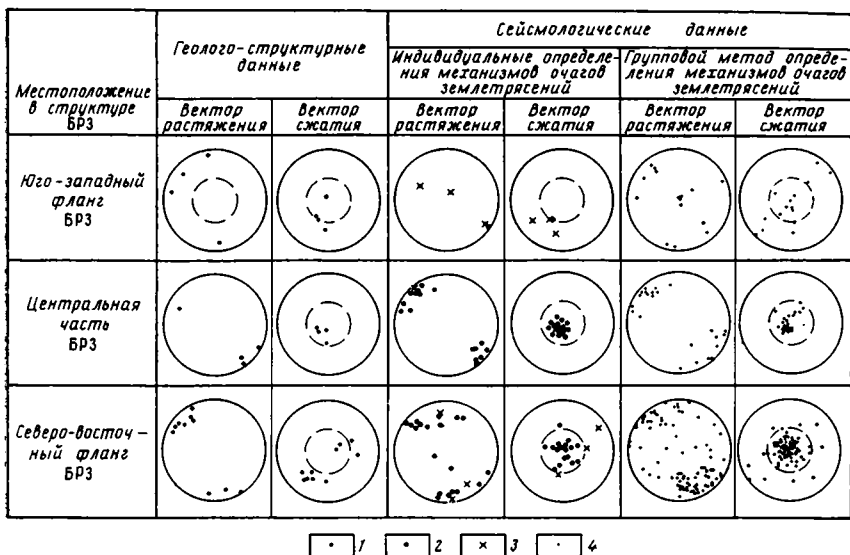


Рис. 5. Сопоставление полей тектонических напряжений, установленных по геолого-структурным и сейсмологическим данным для Байкальской рифтовой зоны 1-4 — выходы на верхнюю полушару главных векторов сжатия и растяжения: 1 — по геолого-структурным данным; 2-4 — по сейсмологическим данным: 2 — для землетрясений с $M < 5,5$, 3 — для землетрясений с $M > 5,5$, 4 — по определениям групповым способом

тации осей главных нормальных напряжений наблюдается при сравнении результатов геолого-структурного анализа и определений механизмов очагов землетрясений групповым методом. Типы полей напряжений по индивидуальным определениям механизмов очагов — сдвиговые и раздвиго-сдвиговые, восстановленные групповым способом — сдвиговые, раздвиго-сдвиговые, сдвиго-раздвиговые и раздвиговые. Поля напряжений, реконструированные геолого-структурным методом, преимущественно сдвиговые и раздвиго-сдвиговые. Раздвиговые поля по геолого-структурным данным проявлены в южной части рассматриваемой территории, на значительном удалении от оси фланга рифтовой зоны и главных разломов региона — Тункинского и Главного Саянского. Принимая это во внимание, можно констатировать, что поля тектонических напряжений, реконструированные геолого-структурным методом, как по типам, так и по ориентировке векторов напряжений лучше соответствуют механизмам очагов землетрясений, для которых были выполнены индивидуальные определения.

Центральная часть Байкальской рифтовой зоны. Сравнение результатов геолого-структурных построений (см. рис. 5) индивидуальных и групповых определений механизмов очагов землетрясений показывают полное сходство полученных полей напряжений как по ориентации главных векторов нормальных напряжений относительно географических координат, так и по типам напряженного состояния земной коры. Во всех трех случаях векторы растяжения оказались ориентированными практически горизонтально, в северо-запад — юго-восточном направлении, а векторы сжатия — близвертикально или наклонно на северо-восток. Тип поля напряжений раздвиговый.

Северо-восточный фланг Байкальской рифтовой зоны. Региональные поля тектонических напряжений, восстановленные по анализу тектонической трещиноватости (см. рис. 5) как по типам, так и по ориентации осей главных напряжений наилучшим образом соответствуют механизмам очагов отдельных землетрясений с $M > 5,5$. Характерны сдвиговые и раздвиго-сдвиговые поля напряжений. Векторы растяжения ориентированы в северо-запад — юго-восточном, а сжатия — в северо-восточном направлениях. Механизмы очагов землетрясений с $M < 5,5$

характеризуются сдвиго-раздвиговыми и раздвиговыми типами полей и обнаруживают сходство с полями напряжений, установленными по геолого-структурным данным, лишь в ориентировке главных осей напряжений.

Данные о полях напряжений, полученные групповым способом, обладают большим разбросом в ориентации главных векторов сжатия и растяжения, которые простираются как в северо-западном, так и в северо-восточном направлениях. Статистически преобладают сдвиго-раздвиговые и раздвиговые типы полей напряжений. Использовать их для получения однозначного результата трудно. Скорее всего, следуя терминологии Ю. В. Ризниченко [15], можно говорить, что такого типа неустойчивые локальные «сейсмические» поля отражают «сейсмическую погоду», т. е. являются временной характеристикой напряженного состояния ограниченного объема земной коры. Сейсмологические данные подобного рода нельзя сопоставлять с результатами геолого-структурных исследований.

Заканчивая сопоставление результатов геолого-структурных и сейсмологических исследований для БРЗ, можно констатировать следующее. Региональные поля тектонических напряжений, реконструированные по геолого-структурным данным, наилучшим образом соответствуют полям тектонических напряжений, определенным по механизмам очагов индивидуальных землетрясений с $M > 5,5$, в меньшей степени — по механизмам очагов землетрясений с $M < 5,5$ (при которых наблюдается сходство в основном в ориентации главных осей напряжения). И наконец, нет однозначных результатов при сопоставлении геолого-структурных данных с механизмами очагов, определенными групповым способом, при которых наблюдается лишь частичное сходство в ориентации осей растяжения и сжатия.

Хорошее соответствие региональных полей тектонических напряжений, реконструированных геолого-структурным методом, полям напряжений, выявленных по механизмам очагов землетрясений с $M > 5,5$, связано с размерами областей подготовки сильных землетрясений. Сейсмологические наблюдения в сейсмически активных регионах Земли позволили установить взаимосвязь между размерами очагов коровых землетрясений (средним радиусом очага R величиной смещения по разрыву D , длиной очага L) и такими их характеристиками, как магнитуда M , сейсмический момент M_0 , количество выделившейся энергии E [15 и др.]. Связи между параметрами, характеризующими размеры очаговой области, и величинами M , M_0 , E нелинейны. В интервале значений магнитуд от 5 до 6 происходит резкое увеличение параметров очагов землетрясений.

Таким образом, представляется, что хорошая сходимость результатов реконструкции региональных полей тектонических напряжений геолого-структурным и сейсмологическим методами в очагах сильных землетрясений с $M > 5,5$ обусловлена тем, что в обоих случаях напряженное состояние оценивается для объемов земной коры, размеры которых позволяют избежать искажающего влияния мелких структурных неоднородностей. Здесь совпадают иерархические уровни (ранги) сравниваемых событий и структур. Механизмы же очагов землетрясений малых магнитуд характеризуют незначительные объемы земной коры, поэтому процессы, происходящие в них, в значительной степени зависят от местных структурных условий [15]. В генетической основе сходства результатов одноранговой реконструкции региональных полей тектонических напряжений по сейсмологическим и геолого-структурным данным лежит тесная связь между энергией разрывообразования и сейсмической энергией. Картируемые геологическими методами системы разрывов (длина которых, как правило, превышает первые километры) развиваются и повторно активизируются при землетрясениях, магнитуда которых превышает 5,5. Землетрясения меньшей силы не оставляют сколько-нибудь заметных следов в коренных горных породах, а только в рыхлых грунтах. Может быть, по этой причине геолого-структурный метод выявления

полей тектонических напряжений дает более однозначную, стабильную во времени картину, чем мгновенные вариации изменения напряженного состояния, которые вытекают из сейсмологического анализа? Вопрос этот требует дополнительного изучения и интересен в свете исследований и многочисленных данных, суммированных в работах П. Н. Кропоткина [5, 6] и др.

ВЫВОДЫ

Итак, в пределах БРЗ на основе массовых замеров тектонической трещиноватости выделяются четыре главных типа региональных полей тектонических напряжений: сдвиговый, раздвиго-сдвиговый, сдвиго-раздвиговый и раздвиговый. Раздвиговый и сдвиго-раздвиговый типы полей напряжений проявлены в центральной части БРЗ. Для нее характерно субгоризонтальное положение осей растяжения, простирающихся с северо-запада на юго-восток, и субвертикальное или крутонаклонное положение осей сжатия, ориентированных в северо-восточном направлении. Сдвиговый и раздвиго-сдвиговый типы полей напряжений проявлены на флангах БРЗ. Общим для них являются горизонтальное положение осей растяжения, простирающихся в северо-запад — юго-восточном направлении, и субгоризонтальная или наклонная ориентация осей сжатия, направленных на северо-восток, т. е. наблюдается закономерное распределение типов региональных полей тектонических напряжений как вкрест, так и по простиранию БРЗ. От осевых частей флангов БРЗ сдвиговые поля тектонических напряжений вкрест структур сменяются раздвиго-сдвиговыми и раздвиговыми полями.

Из всей совокупности данных лучше всего соответствуют полям тектонических напряжений, полученным геолого-структурным методом, механизмы очагов землетрясений с $M > 5,5$. Это, на наш взгляд, следует учитывать при использовании сейсмологических данных о напряженном состоянии земной коры для анализа региональных геологических структур, выраженных на поверхности.

Наконец, из проведенных исследований по БРЗ следует более общий вывод о том, что в асейсмичных регионах можно изучать напряженное состояние земной коры по анализу тектонической трещиноватости, а также другими геологическими методами. Они расширяют наши возможности более глубокого изучения геодинамического развития Земли.

Литература

1. Гзовский М. В. Основы тектонофизики. М.: Наука, 1975. 533 с.
2. Гуценко О. И. Метод кинематического анализа структур разрушения при реконструкции полей тектонических напряжений//Поля напряжений и деформации в литосфере. М.: Наука, 1979. С. 7—25.
3. Гуценко О. И., Сим Л. А. Поле современных мегарегиональных напряжений сейсмоактивных областей юга Евразии//Изв. вузов. Геология и разведка. 1977. № 12. С. 17—25.
4. Имаев В. С. Сдвиговые поля Чарской впадины//Тектоника восточной части Сибирской платформы. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1979. С. 109—115.
5. Кропоткин П. Н. Тектонические напряжения в земной коре по данным непосредственных измерений//Напряженное состояние земной коры. М.: Наука, 1973. С. 21—31.
6. Кропоткин П. Н. Новая геодинамическая модель//Докл. АН СССР. 1983. Т. 272. № 3. С. 575—578.
7. Лобацкая Р. М. Разрывные нарушения верхней части земной коры Байкальской рифтовой зоны//Проблемы разломной тектоники. Новосибирск: Наука, 1981. С. 112—128.
8. Марков Г. А. Тектонические напряжения и горное давление в рудниках Хибинского массива. Л.: Наука, 1977. 213 с.
9. Мишарина Л. А. Напряженное состояние земной коры в районах БАМ по данным о механизме очагов землетрясений//Геологические и сейсмические условия района БАМ. Новосибирск: Наука, 1978. С. 150—181.
10. Мишарина Л. А., Солоненко Н. В., Хренов П. М. О приуроченности землетрясений рифтовой зоны к системам разломов фундамента//Геология и геофизика. 1973. № 2. С. 103—108.
11. Напряженное состояние земной коры. М.: Наука, 1973. 185 с.
12. Николаев П. Н. Методика статистического анализа трещин и реконструкция полей тектонических напряжений//Изв. вузов. Геология и разведка. 1977. № 12. С. 103—115.

13. *Николаев П. Н.* Системный анализ тектонических напряжений и деформаций//Изв. вузов. Геология и разведка. 1979. № 5. С. 106—116.
14. *Николаев П. Н.* Системный подход в анализе и картировании полей тектонических напряжений//Природа и методология определения тектонических напряжений в верхней части земной коры: Матер. Всес. школы-семинара в Апатитах 20—22 мая 1980 г. Апатиты, 1982. С. 18—34.
15. *Ризниченко Ю. В.* Размеры очага корового землетрясения и сейсмический момент// Исследования по физике землетрясений. М.: Наука, 1976. С. 9—26.
16. *Рязанов Г. В.* Поле напряжений и условия формирования структур юго-западного фланга Байкальской рифтовой зоны//Докл. АН СССР. 1978. Т. 243. № 1. С. 183—186.
17. *Сим Л. А.* Тектонические напряжения зоны сочленения Среднего Тимана и Мезенской синеклизы//Изв. вузов. Геология и разведка. 1978. № 5. С. 117—125.
18. *Турчанинов И. А.* Состояние и основные направления исследований полей напряжений в скальных породах//Природа и методология определения тектонических напряжений в верхней части земной коры: Матер. Всес. школы-семинара в Апатитах 20—22 мая 1980. Апатиты, 1982. С. 5—9.
19. *Шерман С. И., Днепровский Ю. И.* Новая карта полей напряжений Байкальской рифтовой зоны по геолого-структурным данным//Докл. АН СССР. 1986. Т. 287. № 4. С. 943—947.
20. *Шерман С. И., Леви К. Г.* Трансформные разломы Байкальской рифтовой зоны и сейсмичность ее флангов//Тектоника и сейсмичность континентальных рифтовых зон. М.: Наука, 1978. С. 7—18.
21. *Шерман С. И., Леви К. Г., Ружич В. В. и др.* Геология и сейсмичность зоны БАМ. Неотектоника. Новосибирск: Наука, 1984. 206 с.
22. *Angelier I.* Determination of the mean principal direction of stresses for a given fault population//Tectonophysics. 1979. V. 56. № 3—4. P. 17—31.
23. *Ahorner L.* Present-day stress field and seismotectonic block movements along major fault zones in Central Europe//Tectonophysics. 1975. V. 29. № 1—4. P. 233—249.
24. Tectonic stresses in the Alpine-Mediterranean Region//Proceeding of the Symposium held in Vienna, Austria, September. 1979. N. Y., 1980. 255 p.
25. *Zoback M. L., Zoback M.* State of stress in the Conterminous United States//J. Geophys. Res. 1980. V. 85. № B11. P. 6113—6156.

Институт земной коры
СО АН СССР, Иркутск, 664033

Поступила в редакцию
15.IX.1986

УДК 001.4:551.462.32

КРАСНЫЙ Л. И., ЗУБАРЕВ С. Э.

О ТЕКТОНИЧЕСКОМ АСПЕКТЕ ПОНЯТИЯ «ШЕЛЬФ»

Данная статья является обобщением материалов Терминологической комиссии (ТЕКО) МеждудеPARTMENTовственного тектонического комитета АН СССР. Рассмотрена совокупность терминов, характеризующая области сочленения континентов и океанов, в пределах которых развит шельф. Проанализированы определения, приведенные в работах многих авторов; даны новые определения и рекомендации относительно применения тех или иных терминов, связанных с тектоническим аспектом понятия «шельф».

Уточнение понятий и соответствующих им терминов относится к остро назревшим проблемам тектоники — быстро развивающейся важной ветви геологии [1, 3, 6]. Первая разработка, осуществленная терминологической комиссией (ТЕКО), созданной при МеждудеPARTMENTовственном тектоническом комитете АН СССР (МТК), посвящена выяснению тектонического аспекта термина «шельф» (от англ. *schelf* — полка, мель).

Еще Ю. М. Шокальский в монографии «Океанография», вышедшей в свет в 1917 г., рассматривал шельф как область¹, прилегающую к континентам и островам и простирающуюся от уреза воды при отливе до глубин, где резко увеличиваются уклоны склонов в сторону океанских впадин. В геологическую литературу это понятие ввел Э. Зюсс, назвавший шельфом прилегающее к континентам мелководье.

Позднее понятие «шельф» рассматривалось с тектонической точки зрения многими исследователями, которые вкладывали в него различное содержание. С. Н. Бубнов считал шельф аналогом платформ, различая устойчивые (стабильные) и подвижные (мобильные) его разновидности. Для характеристики шельфа предлагались такие термины, как *плита* [9]; *континентальный шельф* [13]; *материковая платформа, материковая отмель* [10]. Кроме того, употреблялись термины: *кратогенный шельф* (В. К. Крамбейн, Л. Л. Слосс); *нейтральный шельф, субнегативный шельф* (Д. Н. Соболев); *подвижный шельф* (Н. Г. Кассин, А. Н. Мазарович). О. К. Леонтьев и Д. Е. Гершанович [7] рассматривали шельф в качестве «зоны перерождения» материковой структуры в океаническую. Ю. А. Богданов, Л. А. Каплин и С. Д. Николаев [2] считают, что шельф — это *окраинная зона материков, подвергшаяся тектоническим преобразованиям* при формировании в мезозое-кайнозое океанических впадин, рельеф и осадки которых в основном созданы под влиянием плейстоцен-голоценовых трансгрессий и регрессий, а также современных процессов гидрогенной (волны и течения) и гравитационной переработки. Г. С. Ганешин, В. В. Соловьев, Ю. Ф. Чемяков [4] выделили *ортошельф, парашельф и гемисельф*. Л. И. Красный [6] предложил термин *шельфовая плита*. В толковом словаре английских геологических терминов шельф определен как: «...осадочно-тектоническая структура, часть стабильной области осадконакопления кратонного типа, расположенная на границе с областью более быстрого прогибания или с более мобильным бассейном осадконакопления, преимущественно геосинклинального» [11, с. 150].

Эти термины и определения показывают, что понятие «шельф», как и многие другие, отражающие природные объекты, к сожалению, обладает многозначностью содержания, охватывает физико-географический, геоморфологический, геологический, минерагенический и другие аспекты, вместе с тем подчеркивает и его тектоническое значение.

В состав рабочей группы ТЕКО и в обсуждении материалов по вопросам тектонического и минерагенического аспектов понятия «шельф» приняли участие сотрудники ряда институтов Мингео СССР и АН СССР: А. И. Айнемер, Т. А. Андиева, Л. И. Боровиков, Г. С. Ганешин, В. И. Головинский, И. С. Грамберг, В. И. Драгунов, Я. А. Драновский, Б. Х. Егизаров, С. Э. Зубарев, А. М. Иванова, Д. А. Кириков, В. П. Колчанов, Л. И. Красный, М. М. Кухтиков, В. С. Лазарев, Д. В. Лазуркин, Л. Э. Левин, Л. М. Плотников, В. В. Соловьев, А. Л. Ставцев, О. И. Супруненко, В. А. Унков, М. В. Унксова, В. С. Федоровский, Ю. Ф. Чемяков. Некоторые из них прислали письменные рекомендации и (или) приняли участие в дискуссиях, проходивших в Ленинграде (ВСЕГЕИ) 9—10 января 1985 г. и в Москве (ГИН АН СССР) 28 января 1985 г. Ниже приводится краткий обзор этих материалов.

В физико-географическом аспекте термин «шельф» является синонимом термина «материковая отмель».

В геоморфологическом аспекте шельф — это мелководная (0—200 м иногда и более глубоководная), слабо наклоненная субаквальная или субаэральная равнина, иногда весьма широкая. Внешняя (субаквальная) часть ограничена бровкой шельфа, т. е. перегибом склона на глубинах 200—550 м, внутренняя часть охватывает рельеф субаэрального происхождения (денудационный, эрозионный, ледниковый и т. п.), слабо

¹ Здесь и ниже слова и предложения выделены авторами.

переработанный абразионно-эрозийными процессами (Г. С. Ганешин, В. В. Соловьев, Ю. Ф. Чемяков).

По опубликованным данным Л. И. Красного [6], М. С. Маркова, Ю. М. Пушаровского и др. [8], И. С. Грамберга и др. [5], а также по материалам большинства членов рабочей группы ТЕКО признана возможность *тектонической* трактовки термина. Согласно этим материалам можно считать, что в настоящее время термин «шельф» приобрел уже достаточно определенное тектоническое (в частности, структурное) содержание, так как независимо от того, к каким тектоническим элементам континента он прилагается, шельф всегда не только относительно выровненный, но и опущенный (относительно континентов) блок земной коры.

Шельф относится к категории структур планетарного ранга, расположен между континентом и океаном, характеризуется своеобразным глубинным строением и тектоническим режимом, интенсивным осадконакоплением и специфичностью геоморфологического облика.

Наиболее важным моментом его тектонической характеристики является утонение коры и, вероятно, литосферы. Как тектоническая структура шельф формируется на границе континента и океана. В наиболее типичном случае это — часть переходной зоны от океана к континенту (транзитали) активного или пассивного типа. В первом случае шельф в основном развит в акваториях окраинных морей Тихого океана, во втором — по периферии Атлантического, Индийского и Северного Ледовитого океанов. Шельф охватывает не пассивно затопленные континентальные окраины, а части акваторий, в тектоническом отношении достаточно обособленные и обладающие рядом особенностей строения, свойственных только шельфам. Все вышеизложенное позволяет перейти от чисто физико-географического изучения и описания шельфа к оценке его *тектонической позиции*.

Большинство участников рабочей группы признало, что понятие «шельф» имеет широкое толкование. Первоначально выявились физико-географические, а затем и геоморфологические аспекты этого понятия, характеризующиеся внешними (приповерхностными) признаками объекта (отмель, мелководье, мель). В дальнейшем, по мере развития геофизических методов (в особенности сейсмоакустического) и поискового (существенно на нефть и газ) бурения были обоснованы геолого-структурные и тектонические стороны этого понятия.

Подавляющее большинство членов рабочей группы пришли к заключению, что применение понятия «шельф» в тектоническом аспекте не только целесообразно, но и необходимо. При этом было выдвинуто (в порядке обсуждения) предложение, что этот термин должен быть модифицирован путем добавления соответствующих приставок и прилагательных (Я. А. Драновский). Так, Ю. Ф. Чемяков и В. В. Соловьев предложили, а рабочая группа поддержала, при рассмотрении этого понятия в тектоническом аспекте принять термин «*геошельф*».

Как представляется, различия в тектонических определениях геошельфа в значительной мере обусловлены специфическим пониманием объекта изучения. В основу некоторых определений положены особенности осадочного шельфового чехла, в других — берется за основу факт сосуществования в строении разреза этой геоструктуры фундамента и чехла, в третьих — особенности фундамента, в четвертых — специфичность строения всего разреза земной коры и литосферы, в пятых — различия в тектонических режимах и т. д.

В наиболее общем виде определение можно свести к тому, что геошельф является частью континентов (островов) и мелководных частей океанов, окраинных и внутренних морей. Он обычно характеризуется переходным типом коры и особым литогенезом. Это глобальное геологическое тело, в пределах которого происходит замещение и «выклинивание» гранитно-метаморфического слоя. Геошельф охватывает площади, в пределах которых осуществляется процесс утонения коры, что в конечном итоге и определяет тектонический аспект этого понятия. В результате обсуждения было сформулировано следующее определение.

Геошельф — это иногда внутриматериковая и главным образом окраинно-материковая планетарная система, в строении которой принимает участие фундамент и в различной степени дислоцированный чехол, сформировавшийся в области небольших и умеренных глубин. Это, как правило, совокупность блоков и ступеней, претерпевших движения разных знаков и направлений. Мощность земной коры в пределах шельфовых блоков всегда сокращенная по сравнению с мощностью коры континентальных блоков.

Несмотря на значительную разнородность шельфов, они могут быть классифицированы по различным критериям. Среди них могут быть выделены определенные типы, исходя, например, из активности, устойчивости в пространстве и во времени, развитии их на различном тектоническом отношении фундаменте.

Согласно первому признаку можно выделить две разновидности геошельфа — активную и пассивную, причем эти состояния в истории развития шельфа могут чередоваться, т. е. имеют исторический характер.

Геошельф активный (син.: подвижный) — охватывает шельфы активных окраин континентов, контрастные структурные формы, расположенные в приокеанских (приморских) зонах (по материалам М. С. Маркова, Ю. М. Пушаровского, С. М. Тильмана). Это геологическое тело, в пределах которого осадочно-вулканогенный (осадочный) шельфовый комплекс входит в состав коры переходного типа. Границами с континентом служат либо флексурные перегибы в фундаменте, либо сбросы. От океана активный геошельф отделен островными дугами и желобами. Структура поверхности шельфа характеризуется сложным сочетанием слабоконтрастных линейных перегибов и впадин, разделенных линейными и изометричными поднятиями. Шельфовый комплекс

представлен терригенными, граувакковыми, турбидитными, кремнистыми, молассовыми и вулканогенными формациями различной мощности — от единиц до нескольких тысяч метров (пример: шельфы Камчатки и Курильских островов). В акваториях Охотского и Берингова морей фундамент представлен складчатыми горными сооружениями, т. е. корой, утоняющейся в пределах шельфа и характеризующейся выклиниванием «гранитного» геофизического слоя) (по материалам Н. А. Шило, И. С. Грамберга и др.).

Геошельф пассивный (син.— шельф пассивной континентальной окраины) — геологическое тело, состоящее из чехла и фундамента, в пределах которого фундамент представлен континентальной корой (по материалам М. С. Маркова, Ю. М. Пушаровского, С. М. Тильмана). Кора его утоненная (до 25—30 км). Ограничениями со стороны океана служат материковые уступы значительной протяженности. Поверхность пассивного геошельфа представлена слабо всхолмленной пологонаклонной в сторону океана равниной, осложненной изометричными прогибами и впадинами, разделенными подводными и надводными поднятиями. Геошельф пассивный характеризуется слабой тектонической активностью, лишь местами отмечаются элементы структур рифтогенного типа. Иногда обнаруживаются участки, перекрытые маломощным чехлом, являющиеся своеобразными «срединными массивами». Отложения чехла — терригенные, молассовые, иногда большой мощности (по материалам Н. А. Шило [14]).

Подразделение шельфов на «активные» и «пассивные» наиболее логично использовать в геосторическом аспекте. Примером, подтверждающим последнее, является «умеренно-активная разновидность пассивного геошельфа», или так называемый, II тип шельфов, выделенный И. С. Грамбергом и др. Эта разновидность шельфов представлена элементами структуры и отложениями осадочных бассейнов пассивных континентальных окраин, глубоко переработанных процессами рифтогенеза. При этом характерна центриклинальная структура, раскрытая в сторону океана, повышенная сейсмичность и развитие наложенных структурных форм типа грабенообразных прогибов. (Пример: геошельф моря Лаптевых; большую его часть составляют сводовые поднятия, структура хр. Гаккеля пересекает его вкрест простираения. Эта зона продолжается и на континент, где она проявлена в виде Момского грабена. Скорее всего здесь развита структура типа «входящего угла» или «клинораздвига».)

По другому признаку, характеризующему геошельфы, — устойчивости — можно выделить:

геошельф устойчивый (син.: шельф геократический, унаследованный) — акватория седиментации, развивавшаяся длительно под воздействием нисходящих движений, в результате чего образовался мощный шельфовый комплекс (В. С. Лазарев, Я. А. Драновский, А. И. Айнемер);

геошельф неустойчивый (син.: гидрократический, скользящий) — акватория седиментации, развивавшаяся под воздействием колебательных движений часто меняющегося знака. Разновидности: трансгрессивный, регрессивный, трансгрессивно-регрессивный геошельф (В. С. Лазарев, Я. А. Драновский, А. И. Айнемер).

Эти разновидности могут быть выделены на основании изучения отдельных частей разреза, но следует отметить, что спектры осадков, отвечающих этим частям разреза, могут неоднократно чередоваться в разрезах геошельфа и характеризовать лишь отдельные его части.

Согласно третьему признаку — характеру фундамента — геошельф может подразделяться на орто-, пара- и гемшельф (Г. С. Ганешин, В. В. Соловьев, Ю. Ф. Чемяков).

Ортошельф — подводное продолжение стабильных геоструктурных подразделений — материков и в их пределах плит, щитов, срединных массивов.

Парашельф — подводное продолжение континентальных складчатых поясов и орогенов.

Гемшельф — узкий (до несколько десятков километров и меньше) шельф, окаймляющий островные дуги, вулканические хребты, океанические вулканические и коралловые острова и микроконтиненты.

Классификационная таблица, построенная с учетом этих подразделений, предложена Л. И. Красным [6] (табл. 1).

Однако некоторые члены рабочей группы (В. С. Лазарев, Я. А. Драновский, В. И. Головинский) не считают данный признак достаточным для типизации шельфа. Они признают, что эта схема наиболее последовательна, однако разновидности шельфа, выделенные по этому критерию, *не имеют индивидуальных признаков объекта* (подчеркнутое Ю. Ф. Чемяков считает ошибочным), так как тектонотип и возраст субстрата «автоматически» определяются по этим признакам с определенной сушью, т. е. теряет смысл разделение шельфов на платформенные, геосинклинальные, орогенные и пр. Подобная типизация отмечает лишь тот факт, что шельфы могут прилегать к самым разнообразным тектоническим элементам суши.

Эти возражения не умаляют достоинств данной классификации потому, что, как считают В. В. Соловьев и Ю. Ф. Чемяков, повышенная точность диагностики не может считаться недостатком. Принятый ее авторами критерий позволяет установить индивидуальные геоструктурные особенности фундаментов объектов. Эта классификация шельфов включает кроме перечисленных также и таксоны более низких рангов. Тем не менее данная классификация нуждается в дополнении ее индивидуальными признаками шельфовых обстановок.

Ряд существенных дополнений и уточнений к изложенным выше данным по типизации шельфа (геошельфа) предложил Л. Э. Левин. Им также выделяются три типа геошельфа: ортошельф, парашельф и меташельф.

Тип I — ортошельф (по Л. Э. Левину) распространен почти повсеместно и отсутствует лишь в периферических частях энзиматических островных дуг типа Идзу-Бонин

Классификация шельфовых областей*

Признаки	Шельфовые плиты		Шельфовые зоны (гемишельфы)
	на платформенном основании (ортошельфы)	на складчатом основании (парашельфы)	
Структуры фундамента	Антеклизы и синеклизы платформ; массивы	Антиклинории и синклинории складчатых областей, различные орогенные структуры	Обрамление островных дуг, океанских островов, складчатых систем на границе с глубоководными котловинами
Структуры чехла	Прогибы, желоба, структурные носы	валы, ступени, и пр.	Грабены, поднятия, горсты, уступы, вулканы
Разрыв во времени между формированием структур фундамента и структур чехла	Весьма значительный	Значительный	Небольшой
Тектоническая активность	Слабая	Умеренная	Повышенная, характерна сейсмичность
Мощность шельфовых отложений	Небольшая, до значительной	Неравномерная, характерны перепады мощностей	Умеренная
Магматизм	Не характерен	Нередко различные туфы	Обычен — лавы, туфы среднего и основного состава
Полезные ископаемые	Нефть, газ (бассейн Карнарвон, Северо-Западная Австралия)	Нефть, газ (бассейн Гипсленд, Юго-Восточная Австралия)	Нефть, газ (Манский бассейн)
	Монацит, рутил (Юго-Восточная Индия)	Касситерит (Малайя)	Титаномагнетит (Курильские острова)

* Осуществлена Л. И. Красным [6] по Г. С. Ганешину, З. И. Гурьевой, В. Д. Дибнеру, К. М. Петрову, В. В. Соловьеву, Ю. Ф. Чемякову, В. В. Шаркову и др.

и Кермадек-Тонга. По морфологии поверхности он отвечает понятию «материковая отмель», характеризуется наличием резкого перегиба дна в сторону континентального склона на глубине примерно 200 м. Этот тип шельфа подразделяется на четыре разновидности: 1) активный, 2) тихоокеанский, 3) средиземноморский, 4) пассивный (с подтипами: а-доспрединовый и б-постспрединовый).

1-1. *Шельф активный* (шельф активной континентальной окраины) распространен по периферии островных дуг, вкрест и по простиранию замещается шельфом II типа — парашельфом. Это узкая полоса морского дна (до 20—50 км), «прижатая» к сооружениям островной дуги. Структура его характеризуется сложным сочетанием линейных прогибов, внутридуговых рифтов, разделенных кулисообразными зонами поднятий. Мощность чехла резко изменчива по простиранию от первых сотен метров до 10 км и более. В условиях энсалических дуг шельфы залегают на коре субконтинентального типа. В его составе преобладают вулканические и вулканогенно-осадочные породы контрастной известково-щелочной (базальт-андезит-риолитовой) формации. Активный шельф на колумбийской окраине Северной Америки отделен от океана не глубоким желобом, а континентальным склоном. Мощность чехла, где преобладают орогенные формации, достигает порой 15—18 км.

1-2. *Тихоокеанская разновидность геошельфа* охватывает более половины площади акваторий окраинных морей переходной области к современной активной окраине. Характерным элементом рельефа морского дна являются разветвленные системы затопленных речных долин (например, Моленграфовая речная система), направленных в сторону глубоководных котловин.

1-3. *Средиземноморская разновидность геошельфа* охватывает площади акваторий морей переходных областей от древних пассивных окраин, испытывающих коллизию с мезозойско-кайнозойскими островными дугами (например, Восточное Средиземноморье, Черное море, Каспийское море, Мексиканский залив). Чехол залегают на континентальной коре, осложненной рифтами мезозойского возраста и обладает специфическим распределением мощностей. Последние, хотя и имеют высокие значения (до 10—12 км), однако всегда меньше мощностей чехла глубоководных котловин. В составе чехла ведущая роль принадлежит осадочным формациям платформенного типа достаточно широкого возрастного диапазона — от раннего (позднего) палеозоя до раннего

кайнозой включительно. В позднем кайнозое накапливаются, как правило, орогенные типы формаций.

1-4. *Пассивный шельф* охватывает области пассивной континентальной окраины (определение см. выше) и подразделяются на доспрединовый и постспрединовый шельфы.

1-4а. *Доспрединовый шельф* (син.: II тип шельфов по И. С. Грамбергу и др. [5]) распространен на окраинах Северной Атлантики и Северного Ледовитого океана и охватывает главным образом шельфовые окраинные моря — Северное, Баренцево, Красное и др. Формирование осадочных бассейнов на коре, близкой к субокеаническому типу, было длительным и происходило от палеозоя (обычно позднего палеозоя) до кайнозоя включительно, но повсеместно до начала этапа современного океанообразования. Мощность платформенного чехла бассейнов до 12—18 км. Процессы кайнозойского океанского рифтогенеза вызвали на отдельных участках (например, в море Лаптевых) образование поперечных грабенов, раскрытых в сторону океана с повышенной сейсмичностью.

1-4б. *Постспрединовый шельф* распространен на окраинах Индийского и Атлантического (южная и центральная части) океанов. Ограничениями шельфа здесь служат крупные материковые уступы значительной протяженности. Кора континентального типа, претерпевшая деструкцию в результате рифтогенных процессов в разные интервалы времени: от триаса до раннего мела включительно, имеет сокращенную мощность (до 20—25 км). Структурный план чехла характеризуется наличием как согласных с простиранием континентального склона грабенов и горстов, так и поперечных к нему (пример грабен Бенуэ). По набору формаций и их мощностям разрез близок к чехлу миогеосинклиналей. На этом основании для данного типа шельфов был предложен Р. Дитцем и Дж. Холденом термин — *миогеоклиналь*.

Тип II — парашельф (по Л. Э. Левину) распространен локально. Его отличают существование большие глубины поверхности морского дна (от 300—500 до 1500—2000 м), сопряженные с I типом шельфа как вкрест, так и по простиранию. Он охватывает краевое плато (Фолклендское, Мазатан, Блейк-Багамское и др.), значительную часть дна акваторий некоторых краевых морей (Баренцева, Охотского и др.), подводные продолжения энсиматических островных дуг. Шельф этого типа может быть подразделен на несколько разновидностей.

Тип III — меташельф (по Л. Э. Левину). К нему отнесены как обширные подледные депрессии Гренландии и Антарктиды с отметками подошвы ледников от —130 до —2500 м и с невыясненным строением земной коры, так и части подводного обрамления внутриокеанских поднятий на сналической (Сейшельские, Роколл) и симатической корах. Среди последних, т. е. структурных элементов на симатической коре, могут быть выделены следующие разновидности: III-1 — глыбовые поднятия (Брокен, Кергелен, Китовый и др.); III-2 — вулканические плато (Риу-Гранде и др.); III-3 — вулканические хребты (Гавайский и др.) и отдельные горы; III-4 — отмершие островные дуги (Кюсю-Палау и др.).

Некоторые члены ТЕКО (В. В. Соловьев, Ю. Ф. Чемяков) считают, что рассматриваемая классификация противоречива по критериям выделения шельфовых подразделений. Одни из них выделяются по степени активности, другие — по гезезису, третьи — по географическому расположению и т. п. Определений разновидностей шельфов по сути нет, отсутствуют характеристики фундаментов выделенных типов. Едва ли можно согласиться с отнесением вулканических плато, глыбовых поднятий, вулканических хребтов (Гавайского и пр.) к категории шельфов. Кроме того, недопустимо в уже предложенные термины («ортошельф», «парашельф») вкладывать новое содержание. Это является нарушением приоритета и запрещается принятыми ТЕКО правилами.

В современном геосельфе осадочный комплекс является весьма часто молодым позднеплиоцен-плейстоценовым образованием. Его формирование в значительной степени связано с позднекайнозойскими трансгрессиями. По-видимому, именно этим объясняется большое постоянство глубин шельфа по окраинам континентов и на островах.

Исследование древнейших шельфовых обстановок (В. С. Федоровский) показало, что упоминания о существовании шельфов в раннем докембрии нередки, но почти не встречается работ, где кроме произвольного использования самого термина приводилась бы и соответствующая аргументация. Как правило, при выделении самых древних, архейских шельфов авторы имеют в виду только их вещественный состав. Термином «шельфовый комплекс» обычно пользуются для обозначения карбонатных пород, сохранившихся в виде скарптов среди гранитоидов в древнейших гранит-зеленокаменных областях. Никаких конкретных данных, которые могли бы охарактеризовать обстановку накопления таких пород, их тектоническую позицию, как правило, не приводится.

В раннем протерозое шельф как составная часть структуры земной коры, устанавливается более определенно, например, в Байкальской горной области, по В. С. Федоровскому [12]. По ряду признаков осадочные комплексы, обрамляющие в Байкальской горной области зону главного зеленокаменного пояса², соответствуют шельфовым толщам современных и фанерозойских пассивных континентальных окраин.

К признакам древних шельфов относятся: 1) значительное участие в разрезе карбонатных пород; 2) ритмичный характер строения разрезов обломочно-карбонатных толщ; 3) нарастание мощностей и закономерное изменение фаций отложений по направлению от палеосуши к зонам тектонического раскрытия; 4) положение осадочного

² По данным других авторов — раннепротерозойского геосинклинального комплекса.

клина между древним материком и палеорифтом; 5) присутствие в основании разреза грабеновых фаций.

Вместе с тем обнаруживаются весьма значительные отличия от более молодых (фанерозойских) шельфов. Так, для древних раннепротерозойских шельфовых комплексов характерны: 1) интенсивный зональный метаморфизм осадочных толщ; 2) интенсивная гранитизация нижней части разреза шельфа с формированием гранито-гнейсовых куполов, а нередко и мощный гранитоидный магматизм; 3) интенсивная складчатость шельфовых толщ.

Все три указанных признака противопоставлены фанерозойским шельфовым комплексам, которые в целом характеризуются слабыми проявлениями магматизма либо амагматичностью и отсутствием общей складчатости.

Одной из возможных причин столь резких различий может являться то, что фанерозойские шельфы и их древнейшие аналоги, по-видимому, различались типом фундамента, на котором осуществлялось накопление осадочных серий. Фундамент раннепротерозойских шельфов образуют гранулит-базитовые комплексы, т. е. такой тип земной коры, который не достиг еще той степени зрелости («континентальности»), которая свойственна фундаменту фанерозойских шельфов. Активность гранулит-базитового фундамента очень велика, но проявляется она начинает только после накопления осадочного шельфового чехла. Именно поэтому сходство древних и современных шельфов обнаруживается только для ранних этапов их развития. На поздних этапах происходит мобилизация фундамента, и сам этот фундамент и перекрывающие его осадочные серии шельфа испытывают складчатость, метаморфизм и гранитизацию.

При сравнении геодинамических обстановок докембрия и фанерозоя выявляется специфика раннепротерозойских и фанерозойских пассивных окраин материков; по составу и строению толщ шельфов они близки, а по типу фундамента и проявлению эндогенных процессов — резко отличаются. По существу раннепротерозойские шельфы своим положением в латеральном ряду структур и набору формаций отвечают миогеосинклинальным зонам фанерозойских геосинклинальных систем.

Районирование современного и ретроспективного гешельфа — это процесс выделения, соподчинения и изображения подразделений определенной номенклатуры. Оно может осуществляться по региональному, геоструктурному (геоисторическому) и морфологическим особенностям.

В качестве предварительной схемы можно предложить две линии соподчиненности акваториальных подразделений гешельфа в зависимости от их таксономического ранга:

А. Для линейно вытянутых подразделений:

геошельфовый пояс —————> геошельфовая зона —————> геошельфовый³ участок

Б. Для изометричных (полигональных) подразделений:

геошельфовая провинция —————> геошельфовая область —————> геошельфовый район

Г. С. Ганешин, В. В. Соловьев и Ю. Ф. Чемяков считают необходимым выделение таких категорий районирования с собственным географическим наименованием, как (в порядке подчиненности): пояса шельфов, провинции шельфов, зоны шельфов, районы шельфов. При необходимости возможно выделение промежуточных категорий (подпровинции, подзоны и др.).

Б. Х. Егизаров предлагает применять некоторые из этих терминов в следующем понимании. **Шельфовые области** — внешние, окраинные части мегаструктур — океанических депрессий. Они представляют системы седиментационных бассейнов платформенного или субплатформенного типов, заложенных на гетерогенном основании в период с конца палеозоя до позднего кайнозоя. По состоянию фундамента шельфовые области делятся на пассивные, стабильные (на окраинно-материковых плитах) и активные, мобильные (на молодых складчатых и орогенных сооружениях). Первые — обычно широкие, вторые — узкие, линейные «шельфовые зоны». Верхний ярус шельфовых областей слагает чехол преимущественно терригенных образований. Для шельфовых областей характерна зональность, конформная очертаниям океанических депрессий. Первая зона, граничащая с орогенными поясами континентов, является переходной и характеризуется подвижностью, наличием в фундаменте орогенных структур и малыми мощностями чехла. Вторая зона — умеренного прогибания. Сменяется ближе к центральным частям бассейнов шельфовыми прогибами со значительными мощностями чехла.

По данным В. С. Лазарева и Я. А. Драновского, районирование гешельфа можно осуществить на основе классификационной таблицы (табл. 2). В этой таблице коды каждой ячейки формально описывают разновидности (типы) шельфов. Такой подход к проблеме районирования шельфов представляется весьма перспективным, особенно на первых этапах работ, так как позволяет наглядно выявить систему исходных признаков.

Все вышеизложенное основывается на позитивной оценке тектонической интерпретации понятия «шельф», однако имеют место и негативные оценки. Так, часть членов

³ Следует отметить, что такие термины, как «пояс», «зона», а также «провинция», «область» и др., в настоящее время еще не имеют четкого определения в тектоническом аспекте.

**Принципиальная классификация шельфов как возможных элементов (фрагментов)
тектонической структуры**

Типы шельфов	1 — шельф аккумулятивный				2 — шельф денудационной (абразионный)				
	1а — платформы		1б — геосинклинальной складчатой области		2а — платформы		2б — геосинклинальной складчатой области		
	1а ¹ — древние платформы	1а ² — молодые платформы	1б ¹ — краевые системы	1б ² — межгорные впадины	2а ¹ — древние платформы	2а ² — молодые платформы	2б ¹ — краевые системы	2б ² — межгорные впадины	2б ³ — синклинории
А — шельф устойчивый (унаследованный)	Шельф аккумулятивный, устойчивый платформы 1а А		Шельф аккумулятивный, устойчивый геосинклинальной складчатой области 1б А		Шельф денудационный, устойчивый платформ 2а А		Шельф денудационный, устойчивый геосинклинальной складчатой области 2б А		
Б — шельф неустойчивый (скользящий)	—				—				
Б ¹ — регрессивный	Шельф аккумулятивный неустойчивый платформы, регрессивный 1а Б ¹		Шельф аккумулятивный неустойчивой геосинклинальной складчатой области, регрессивный 1б Б ¹		Шельф денудационный неустойчивый, платформы 2а Б ¹		Шельф денудационный неустойчивый геосинклинально-складчатой области 2б Б ¹		
Б ² — трансгрессивный	Шельф аккумулятивный неустойчивый платформы, трансгрессивный 1а Б ²		Шельф аккумулятивный неустойчивый геосинклинальной складчатой области, трансгрессивный 1б Б ²		—				
Б ³ — трансгрессивно-регрессивный	Шельф аккумулятивный неустойчивый платформы, трансгрессивно-регрессивный 1а Б ³		Шельф аккумулятивный неустойчивый геосинклинально-складчатой области, трансгрессивно-регрессивный 1б Б ³		—				

рабочей группы полагает, что термин «шельф» не имеет тектонического содержания, во всяком случае определенного (Т. А. Андиева, Г. С. Ганешин, Я. А. Драновский, Б. Х. Егизаров, В. С. Лазарев, О. И. Супруненко).

Эта точка зрения была отражена в особом мнении Г. С. Ганешина, который считает, что «шельф» — понятие сугубо океанографическое, океанологическое, геоморфологическое. Будучи расположен по окраинам континентов, он характеризуется структурой, свойственной прилежащим частям материков. То же относится и к островному шельфу. По его мнению, шельф — это динамическая система, тыловая часть которой находится в зоне активной абразионно-аккумулятивной деятельности океанов и морей, где происходит постоянное и местами весьма быстрое отступление береговой линии. В пределах арктического шельфа темп абразии достигает несколько сотен метров в год (например, действие термоабразии на п-ове Гыдан, исчезновение земли Санникова и т. д.). Лишь только внешней (по отношению к материку) краевой части шельфа свойственна тектоническая активность, различная по своей природе в зависимости от типа сочленения шельфа.

Однако большинство членов рабочей группы полагают необходимым различать тектонический аспект понятия «шельф». С этих позиций формирование геосельфа как структуры планетарного ранга (Г. С. Ганешин, В. В. Соловьев, Ю. Ф. Чемеков) осуществляется (и осуществляется) обычно в условиях прогрессирующего прерывистого погружения (или воздымания) земной коры, сопровождающегося морским осадконакоплением на фоне периодически повторяющихся положительных и отрицательных колебаний уровня Мирового океана. В более редких случаях на фоне прогрессирующего воздымания начало формирования шельфов отвечает времени образования гра-

ниц материковых глыб. В образовании их значительную роль могло играть гравитационное расползание материков, что вместе с указанными выше особенностями коры вызывает увеличение плотности шельфовых блоков и обуславливает погружение их и установление изостатического равновесия верхней части блоков на уровне океанов.

Некоторые из гипотез процесса шельфообразования основываются на актуалистических моделях (В. А. Унков). Согласно одной из них образование шельфов связано с условиями растяжения и опускания транзиталей или некоторых их элементов, в основном окраинных морей. Оси спрединга, т. е. рифтовые долины (или осевые зоны другого типа), характеризуются подъемом разогретой астеносферы. Мощность литосферы возрастает к периферии океана, где она охлаждается. Утяжеленная мощная литосфера к периферии океана изостатически опускается, вовлекая в нисходящие движения спаянный с ней край континентов. Приведенный механизм может объяснить опускание края континента, сопровождающееся разломами коры. С другой стороны, допускается, что процесс образования шельфов может быть связан и с эвстатическими колебаниями уровня Мирового океана, в качестве возможных причин которых может быть и таяние ледников, и образование срединно-океанических хребтов и т. п.

Проделанная работа потребовала и еще потребует широкого обсуждения ее геологами разных специальностей. Вместе с тем она позволяет сделать некоторые выводы.

1. Геошельф является тектоническим подразделением планетарного ранга, охватывающим в виде поясов, областей и других подразделений подчиненного характера акватории сочленения материков и океанов.

2. В строении геошельфа необходимо различать: а) дошельфовое основание, представленное измененными континентальными и островными сооружениями часто с транзитальным (переходным) типом коры; б) обычно значительной мощности чехол со свойственными ему структурными подразделениями (прогибами, в том числе рифтогенными, поднятиями и пр.); в) осадочный поверхностный покров (мощностью десятки метров), являющийся в оптимальной обстановке зоной накопления россыпей полезных ископаемых.

3. Отмечая недостаточную изученность указанных выше структурных этажей (подразделений) и необходимость комплексного изучения шельфов, следует привлечь к рассматриваемой проблеме внимание геологов всех специальностей, заинтересованных в решении данной проблемы.

Литература

1. Бергер М. Г., Вассоевич Н. Б. Геологическая терминология. М.: Изд-во МГУ, 1974. 36 с.
2. Богданов Ю. А., Каплин П. А., Николаев С. Д. Происхождение и развитие океана. М.: Мысль, 1978. 160 с.
3. Боголепов К. В. К вопросу о тектонической номенклатуре и классификации основных структурных элементов земной коры//Геотектоника. 1974. № 4. С. 102—108.
4. Ганешин Г. С., Соловьев В. В., Чемяков Ю. Ф. Геоструктурная классификация и районирование шельфов//Проблемы геологии шельфов. М.: Наука, 1975. С. 24—29.
5. Грамберг И. С., Жамойда А. И., Еремеев А. Н. и др. Основные направления геологических исследований в СССР. МГК. 27-я сес. Докл. сов. геологов. Геология Советского Союза (коллоквиум К.01). Т. 1. М.: Наука, 1984. С. 6—15.
6. Красный Л. И. Проблемы тектонической систематики. М.: Недра, 1977. 175 с.
7. Леонтьев О. К., Гершанович Д. Е. Шельфы. Некоторые вопросы терминологии, геоморфологии и геологической истории. М.: Наука, 1975. С. 13—19.
8. Марков М. С., Пуцаровский Ю. М., Тильман С. М. Тектоника шельфовых зон восточноарктических и дальневосточных морей//Сов. геология. 1978. № 1. С. 17—26.
9. Милановский Е. В. Очерк новых идей в области основных проблем геотектоники.//Э. Ог. Геология. Изд. 7-ое. М.—Л.: 1938. С. 501—537.
10. Панов Д. Г. Морфология дна Мирового океана. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1963. 228 с.
11. Толковый словарь английских геологических терминов. Т. 3. М.: Мир, 1979. 543 с.
12. Федоровский В. С. Нижний протерозой Байкальской горной области (геология и условия формирования континентальной коры в раннем докембрии). М.: Наука, 1985. 200 с.
13. Шепард Ф. П. Морская геология. 3-е изд. Л.: Недра, 1976. 488 с.
14. Шило Н. А. Основы учения о россыпях. М.: Наука, 1981. 383 с.

Всесоюзный научно-исследовательский
геологический институт, Ленинград, 199026

Поступила в редакцию
27.VII.1987

РЕЦЕНЗИИ

УДК 551.243.4 (234.9)

РЕЦЕНЗИЯ НА СТАТЬЮ С. И. ДОТДУЕВА «О ПОКРОВНОМ СТРОЕНИИ БОЛЬШОГО КАВКАЗА» *

Существование тектонических покровов на Кавказе давно уже установлено. Однако в ранее публиковавшихся работах содержалось главным образом описание отдельных покровов, таких, как Баскальский, Астраханский, Аргунский, Воронцовский и др. (В. П. Ренгартен, Н. Б. Вассоевич; А. Н. Шардинов и М. Ф. Молчанов; И. А. Воскресенский; И. А. Воскресенский, В. Е. Хаин и А. М. Шурыгин; Ч. Б. Борукаев и В. С. Буртман и др.), или в лучшем случае их комплексов, отвечающих отдельным структурно-фашиальным зонам, например комплекс покровов флишевой зоны южного склона Большого Кавказа (П. Д. Гамкрелидзе и И. П. Гамкрелидзе).

В отличие от этого С. И. Дотдугев в рецензируемой статье предпринял попытку представить Большой Кавказ в целом, как единое покровное сооружение. Попытка эта тем более интересна, что в основе ее лежат не столько общие умозрительные построения, сколько синтез реальных, картируемых в поле и дешифрируемых на аэрофото- и космических снимках структур, сочетающихся с данными формационного анализа. Вместе с тем это только первая попытка такого синтеза; сам автор считает, что в его статье дана лишь постановка вопроса. Сделанные им выводы в известной степени гипотетичны и подлежат проверке при дальнейшем изучении региона. И тем не менее рассматриваемая публикация заслуживает серьезного внимания как знаменующая собой начало нового этапа в изучении покровной тектоники Кавказа¹.

Оговоримся, что в статье С. И. Дотдугева освещаются структуры только альпийского этапа развития. Герцинские структуры, в том числе палеозойские шарьяжи Северного Кавказа, не рассматриваются, поскольку входят в состав доюрского фундамента Скифской плиты. В соответствии с этим дается структурно-формационное районирование Большого Кавказа для геохронологического интервала от начала юры до конца эоцена.

В лейас-ааленское время в обстановке интенсивного растяжения, по данным автора, в качестве наиболее мобильной обособилась так называемая Гойтхско-Тфанская зона — обрамленный крупными разломами глубокий трогообразный прогиб, где накапливались тонкие глинистые осадки с мощными пачками преимущественно основных вулканитов. К северу и югу от осевой части прогиба отлагались осадки его прибортовых фаций, а далее — шельфовые песчано-глинистые отложения. При сжатии области в середине и конце средней юры (в байос-батское время) недавно накопившиеся толщи подверглись деформациям, наиболее сильным в осевой Гойтхско-Тфанской зоне, после чего в собственно альпийское время оформились новые структурно-формационные зоны, существовавшие с поздней юры до конца эоцена.

Предлагаемая автором схема структурно-формационного районирования Большого Кавказа для позднеальпийского этапа в принципе довольно проста. В основе ее лежит выделение весьма активно прогибавшейся Новороссийско-Дибрарской флишевой зоны (южнее ранее существовавшего юрского трога), которая была обрамлена с обеих сторон субфлишевыми зонами, в свою очередь отгороженными барьерными рифами от областей седиментации мелководных, прибрежно-морских и лагунных осадков в пределах Скифской и Закавказской плит.

В настоящее время горные породы большинства этих зон, кроме отложений Северо-Кавказской лагуны с остатками барьерного рифа, в существенной степени перекрыты шарьяжами смежных структурно-формационных единиц, двигавшимися с север — северо-востока на юг — юго-запад. Например, в центральном секторе хребта, западнее Эльбруса, северная субфлишевая зона полностью перекрыта шарьяжем, сложенным породами доюрского фундамента. Здесь же и несколько далее к западу практически целиком перекрыта флишевая (Новороссийско-Дибрарская) зона, на которую шарьированы породы более северных единиц. Южная субфлишевая зона во многих местах также перекрывается шарьяжами, а породы южного барьерного рифа обнажаются из-под тектонических покровов лишь спорадически (главным образом на западе). В значительной мере тектонически перекрыта и окраинная часть Закавказской плиты (Гагро-Джавская зона), сама испытавшая надвигание на более южные участки той же плиты — Рионский прогиб и Грузинскую глыбу.

Тектонические контакты, с которыми связаны шарьяжные перекрытия одних структурно-формационных зон другими, во многих случаях достаточно определенно уста-

* Геотектоника. 1986. № 5. С. 94—106.

¹ Довольно близкий к предложенному С. И. Дотдугевым синтез тектоники Большого Кавказа содержится в ранее опубликованных сводках В. Е. Хаина (Кавказ и Закавказье//Тектоника Европы и смежных областей. М.: Наука, 1978. С. 494—519; Региональная геотектоника. Альпийско-Средиземноморский пояс. М.: Недра, 1984. 343 с.), но в них не акцентировано внимание специально на покровном строении этого региона.

новлены. Учитывая это, автор выдвигает представление о том, что огромная пластина Скифской плиты в качестве покрова основания испытала общее крупноамплитудное надвигание на те зоны, откуда происходят комплексы флишевых и субфлишевых покровов, а субстрат этих комплексов в свою очередь надвинут на автохтон Закавказской плиты. Отдельные чешуи последней также оторваны от основания и участвуют в покровной структуре южного склона Большого Кавказа. Таким образом, здесь намечается трехслойное строение всего складчато-покровного сооружения как результат развития больших покровов основания в процессе сближения и столкновения (коллизии) двух жестких континентальных плит с раздавливанием и перекрытием раздвигавших их зон высокой мобильности; причем южная, Закавказская, плита испытывала поддвиговое, а северная, Скифская, надвиговое перемещение.

«Если,— пишет автор,— признать наличие покровных комплексов, становится неизбежным и признание покровного строения Большого Кавказа в целом. Вследствие встречного движения Закавказской и Скифской плит осадки более глубоководных внутренних зон оказываются шарьированными на мелководные зоны Закавказской плиты, а их субстрат — пододвинутым под гранитно-метаморфический слой Скифской (возможно, и Закавказской) плиты. При этом пододвигание происходило в следующей последовательности: в байос-батское время глубинным шарьяжем было перекрыто основание лейас-ааленской Гойтхско-Тфанской зоны, затем в позднем кайнозое — субстрат Новороссийско-Дибрарской зоны и, наконец, северная окраина собственно Закавказской плиты. В результате этого процесса в разрезе Центрального и Восточного Кавказа оказались тектонически совмещенными три основные литосферные пластины — гранитно-метаморфический слой Скифской плиты, субстрат Гойтхско-Тфанского и Новороссийско-Дибрарского покровных комплексов, под которые поддвинута Закавказская плита» (с. 105—106). Очевидно, под позднекайнозойскими автор подразумевает неогеновые, скорее всего среднеплиоценовые движения.

С. И. Дотдугев полагает, что на всем пространстве от северной границы современного Кавказского орогена до Главного надвига Большого Кавказа гранитно-метаморфический слой Скифской плиты находится в аллохтонном залегании и амплитуда его шарьирования достигает 100—120 км. Это предположение пока ничем не подтверждено. Оно лишь отражает представление автора о том, насколько значительными были перемещения покровов фундамента или встречные перемещения глубинных частей крупнейших структурных элементов, участвующих в строении Большого Кавказа. Данная рабочая гипотеза, несомненно, должна быть принята во внимание при исследованиях глубинного строения Большого Кавказа новейшими сейсмическими методами.

Перечисляя разновидности структур перекрытия, наблюдаемые на Большом Кавказе (покровы-оползны, покровы-срывы, элементарные тектонические покровы, покровные комплексы чехла, покровы основания), автор упоминает и о случаях слепого вклинивания отдельных покровных пластин или их фронтальных участков в толщу отложенных относительно автохтона, в сторону которого происходило шарьирование. Это явление, по-видимому, соответствует ранее описанным внутриформационным, «подкожным» (*subcutaneous*) надвигом, по терминологии П. Термье.

Южная субфлишевая (Чвежипсинско-Ковдагская) зона характеризуется сложной чешуйчато-надвиговой структурой покровов. Аллохтонное залегание относящихся к ней меловых и палеогеновых осадков, шарьированных на отложении более южных структурно-формационных зон (южного барьерного рифа и Закавказской лагуны), устанавливается по многочисленным тектоническим окнам и полуокнам и по результатам бурения. Главной поверхностью шарьирования всего комплекса служит Воронцовско-Зангинский надвиг. Видимая горизонтальная амплитуда перемещения меняется по простиранию от 10—12 до 25—30 км, а фактическая, вероятно, не менее 50—60 км. Перед фронтом аллохтонных располагаются параавтохтонные покровы (Ксано-Аркальский и др.) и приповерхностные чешуйчатые надвиги молассовых отложений Куринского межгорного прогиба.

Флишевый Новороссийско-Дибрарский покровный комплекс, сложенный толщей отложений от юры до палеогена и, возможно, породами доюрского основания (дизской серии среднего — верхнего палеозоя), перемещался на смежные зоны (также испытывавшие шарьирование) по Краснополянско-Гуздучайскому надвигу. Местами этим комплексом перекрыта Гагро-Джавская зона и северная окраина Рноно-Куринской депрессии. Амплитуда его перемещения оценивается как превосходящая 50 км.

Гойтхско-Тфанский покровный комплекс, сложенный породами нижней — средней юры, первоначально был шарьирован еще в байос-батское время на поверхности Бекшейской-Малкамудского надвига, а при повторных тектонических движениях в неогене испытывал дополнительные перемещения и деформации, причем сложно деформировалась и его главная надвиговая поверхность.

Главный надвиг Большого Кавказа, являющийся подошвой огромного тектонического покрова Скифской плиты с ее сиалическим фундаментом, при выходе на дневную поверхность ограничивает с юга юрские отложения в фашиях, свойственных этой плите (т. е. в фашиях Главного хребта на Центральном и Бокового хребта на Восточном Кавказе). На различных участках простирания он перекрывает разные фашиальные зоны более южных структурных единиц, что особенно отчетливо выражено в пределах центрального сегмента, где тектонические перекрытия достигают 18—20 км.

Возможно, покровное строение имеют южная, складчатая, часть Терско-Каспийского прогиба, а на западном фланге Большого Кавказа — Керченско-Таманская складчатая зона.

Так, в рассматриваемой работе в общих чертах вырисовывается картина покровного строения всей области Большого Кавказа, которое оформилось в ходе альпийского

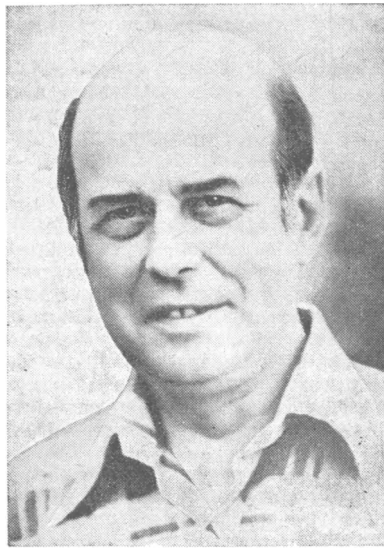
тектогенеза. Эта картина не является окончательной, ее можно рассматривать как основу рабочей гипотезы, призванной объяснить накопившиеся данные о наблюдаемых здесь покровных перекрытиях. Кстати, и сам автор не преподносит свои выводы как окончательные. Он находит нужным упомянуть о покровах, которые выделены в этом регионе ошибочно или являются слабо обоснованными (Штавлерский покров, Гойтхский аллохтон), а также о покровах, еще недостаточно изученных (Фиадгонской, Шахдагский, Чаухинский). Особенно следует подчеркнуть необходимость более весомых доказательств шарьяжеобразования в батскую фазу и обширного срыва по подошве покрова Известнякового Дагестана.

Суммарную величину поперечного сжатия региона С. И. Дотдугев оценивает приблизительно в 200 км, т. е. так же, как и В. Е. Хаин (1978). При общей структурной ситуации, намеченной автором, эта величина представляется вполне реальной. Однако методика, которую он использует для определения степени сжатия земной коры, вызывает возражения. Речь идет о суммировании амплитуды шарьяжей и величины, получаемой путем мысленного распрямления складок. Главное возражение против такой методики заключается в том, что амплитуда шарьяжей и происходящее при их формировании тангенциальное сжатие не одинаковы. Нужно еще учитывать возможность гравитационных смещений и удлинения материала некоторых покровов (например, флишевых) в направлении их перемещения на определенных стадиях развития, хотя в целом сжатие служит ведущим фактором их образования и определяет основные черты их строения.

Итак, благодаря работе С. И. Дотдугева к настоящему времени в первом приближении намечились общие структурные черты Большого Кавказа, позволяющие отнести его к крупным покровным сооружениям. При дальнейших исследованиях, если они подтвердят эти представления, было бы интересно выявить положение рубцовых зон, с которыми здесь могут быть связаны разные группы покровов, и решить вопрос, не происходил ли процесс шарьяжеобразования многофазно. Пока, по С. И. Дотдугеву, намечаются только два этапа: первый — среднеюрский (байско-батский), с которым связан наиболее внутренний Гойтхско-Тфанский покровный комплекс, и второй — неогеновый (среднеплиоценовый), обусловивший образование более внешних, флишевых и субфлишевых, покровов. Даже на основании этих отрывочных данных можно говорить о смещении «волны тектонической активности» от внутренних частей сооружения к внешним (с севера на юг). Если же здесь будут выделены более дробные фазы шарьяживания и выяснится закономерная последовательность их проявления в разных рубцовых зонах, может быть получена более полная картина последовательной миграции волны покровообразования, свойственная хорошо изученным классическим областям покровной тектоники. Данные для разработки более дробной шкалы тектонических фаз, с которыми могут быть связаны движения шарьяжей, вероятно, имеются. Например, в неогене, по П. Д. Гамкрелидзе и И. П. Гамкрелидзе, проявились две такие фазы — среднемиоценовая (штирийская) и среднеплиоценовая (роданская).

В заключение обратим внимание на еще одно обстоятельство. Вся статья С. И. Дотдугева представляет собой сжатое реферативное изложение основных выводов, полученных им в результате многолетних исследований тектоники Большого Кавказа в свете общей идеи его покровного строения. Естественно, автор не имел возможности изложить многие исходные данные и привести фактическую аргументацию каждого высказанного положения. Например, только для того, чтобы подтвердить вывод о существовании слепых внутриформационных надвигов, нужна, наверное, отдельная статья. В частности, такую статью с необходимыми иллюстрациями стоило бы посвятить покрову Известнякового Дагестана и его структурным соотношениям с пакетом покровов Шатского. Публикация достаточно подробных описательных материалов такого рода нужна не только для того, чтобы избавить читателя от необходимости принимать на веру многие утверждения автора. Она чрезвычайно полезна и в методическом отношении, поскольку опыт изучения таких структур должен использоваться каждым геологом, который может столкнуться с подобными явлениями при проведении полевых работ. Сказанное позволяет нам заключить эту рецензию пожеланием автору осветить более подробно результаты своих интересных исследований в серии дальнейших публикаций или в отдельной монографии.

И. И. Белостоцкий, А. А. Белов



МАРК СОЛОМОНОВИЧ МАРКОВ

(1929—1988)

24 октября 1988 г. скоропостижно, находясь в научной командировке, скончался Марк Соломонович Марков — один из крупнейших тектонистов Советского Союза, председатель Межведомственного тектонического комитета, заместитель главного редактора журнала «Геотектоника», заведующий лабораторией тектоники раннего докембрия и сравнительной планетологии Геологического института АН СССР, профессор, доктор геолого-минералогических наук.

Смерть М. С. Маркова, которому только что исполнилось 59 лет, потрясла всех близко знавших его. Он ушел из жизни в расцвете творческих сил, в момент, когда его переполняли новые творческие замыслы.

Вся научная деятельность М. С. Маркова, начиная со студенческих времен и до последних дней жизни, была связана с Геологическим институтом АН СССР. Он был ярким представителем тектонической школы ГИНа, того его поколения, которое было воспитано Н. С. Шатским и его ближайшими учениками и соратниками. Его вклад в развитие тектонических идей в нашей стране очень значителен и охватывает исключительно широкий круг проблем от тектоники раннего докембрия и самых ранних стадий развития Земли до мезозойских и кайнозойских складчатых зон и окраинных морей на северо-западной периферии Тихого океана. Он был одним из самых первых ученых, кто обратил внимание на огромную важность для познания земных процессов сравнительной планетологии и возглавил это направление исследований в Геологическом институте, организовав соответствующую лабораторию и активно участвуя в составлении геологических карт Луны, Венеры и в изучении других планет земной группы. Трудно сейчас сказать, сколько бы успел сделать М. С. Марков для развития геотектоники, если бы его жизнь не оборвалась столь трагически, но несомненно — очень много. Наша наука понесла огромную утрату.

М. С. Марков родился 18 октября 1929 г. в г. Андижане Узбекской ССР в семье служащего Госбанка. После переезда семьи в Москву он, окончив среднюю школу, поступил в 1947 г. на геологический (в те времена геолого-почвенный) факультет Московского государственного университета и успешно завершил его курс в 1952 г., получив диплом с отличием.

Уже тогда у М. С. Маркова проявились интерес и способности к научной работе. Этому очень способствовало то, что, будучи студентом старших курсов, производственную и преддипломную практику он проводил в составе Центрально-Казахстанской экспедиции ИГН АН СССР, где имел возможность в процессе тесного общения с ведущими учеными института впитать в себя дух настоящей творческой атмосферы и усвоить методы и идеи гиновской тектонической школы. Поэтому вполне логичным следующим шагом в жизни М. С. Маркова было поступление в 1952 г. в аспирантуру в отдел тектоники ИГН АН СССР, где его научными руководителями стали Н. С. Шатский и Н. А. Штрейс. Продолжая работать в Центральном Казахстане, М. С. Марков приступил к изучению тектоники и стратиграфии докембрийских отложений Карсакапайского синклинория и особенностей размещения в них железистых кварцитов. Он разработал классификацию джеспилитовых формаций и выявил их генетическую связь с вулканическими проявлениями. Результатом этих работ стала крупная монография «Тектоника южной части Карсакапайского синклинория», успешно защищенная М. С. Марковым в 1958 г. в качестве кандидатской диссертации.

В 1959 г. М. С. Марков по рекомендации Н. С. Шатского был назначен ученым секретарем Геологического института АН СССР. На этом посту он проработал до 1963 г.,

проявив при этом незаурядные научно-организационные способности. Легко входя в контакт с самыми разнообразными людьми, он с большой доброжелательностью и тактом решал постоянно возникающие сложные организационные вопросы, создавая вокруг себя атмосферу дружелюбности и открытости.

Будучи ученым секретарем института М. С. Марков не прекращал научной работы, темой которой была сравнительная тектоника докембрия восточных районов СССР, Индии, Китая и др. районов. Уже тогда в круг его научных интересов вошла проблема ранних стадий развития земной коры (и Земли в целом); впоследствии она стала одним из главных направлений его научной мысли.

Однако в начале 60-х годов М. С. Марков круто изменил направление своих научных исследований и занялся изучением связей тектоники, магматизма и глубинного строения островных дуг и краевых морей на Востоке СССР. Здесь сказалось умение М. С. Маркова предугадывать наиболее актуальные для того или иного периода развития наук проблемы и активно участвовать в их разработке. Именно в это время появились первые сенсационные результаты исследований дна Мирового океана, совершившие впоследствии переворот в геологических науках, и М. С. Марков сразу это почувствовал.

Основываясь на изучении Камчатки, Сахалина, Курильских и Японских островов, Охотского и Японского моря, он пришел к выводу о том, что в современных геосинклинальных системах формирование гранитного слоя начинается в островных дугах, и показал четкую корреляцию между мощностью и строением земной коры островных дуг и их геологической историей.

Изучив нижние части офиолитовых ассоциаций Камчатки, Сахалина и ряда районов Дальнего Востока, М. С. Марков убедительно показал, что они представляют собой разнообразный по генезису и длительно формирующийся комплекс основных и ультраосновных пород, залегающий ниже океанических толентов и глубоководных осадков, от которых он отделен структурным и метаморфическим несогласием. Для этого комплекса пород он предложил название «меланократовый фундамент», завоевавший всеобщее признание. Результаты проведенных исследований привели М. С. Маркова к выводу о сложной и длительной истории формирования базальтового слоя земной коры островных дуг и краевых морей, чему была посвящена его фундаментальная работа «Метаморфические комплексы и „базальтовый“ слой земной коры островных дуг», защищенная в 1973 г. в качестве докторской диссертации.

К этому времени в Геологическом институте АН СССР окончательно сформировалось новое научное направление, связанное с выявлением океанической коры геологического прошлого в структуре складчатых сооружений континентов и изучением закономерностей формирования и тектонической эволюции земной коры континентального типа, которое с самого начала возглавил А. В. Пейве. Роль М. С. Маркова в развитии этого направления была очень велика. Отмеченная выше его работа, посвященная островным дугам и краевым морям, стала одной из основополагающих в обосновании данного направления. Он активно участвовал в разработке проблемы офиолитов как показателей океанической коры геологического прошлого. При его непосредственном участии были установлены стадийность формирования земной коры складчатых зон континентов и различные (аллохтонный, автохтонный) механизмы их формирования в линейных поясах и мозаичных областях. Особенно много им сделано для обоснования переходной (островодужной) стадии, сменяющей океаническую и предваряющей континентальную. М. С. Марков был одним из главных авторов монографии «Тектоника Северной Евразии» (1980 г.) и ряда других коллективных публикаций, в которых изложены и обоснованы эти новые идеи, и Тектонической карты Северной Евразии масштаба 1 : 5 000 000, составленной на новых принципах, их отражающих. На составление этой карты он положил много труда, будучи не только одним из авторов, но и заместителем главного редактора, организатором многочисленного авторского коллектива.

При изучении закономерностей формирования и тектонической эволюции земной коры континентов с большой очевидностью встал вопрос о специфике раннедокембрийской истории Земли, принципиально отличавшейся от того, что происходило в рифее и фанерозое. Это определило новый крутой поворот в направлении исследований М. С. Маркова, который, начиная с середины 70-х годов, вновь обратился к изучению раннего докембрия (на Балтийском, Алданском, Канадском щитах и в др. районах) и одновременно к анализу результатов дистанционного зондирования космическими аппаратами Луны и планет земной группы, особенно Венеры, в поисках аналогий с ранними стадиями развития Земли.

В первую очередь он приступил к изучению проблемы так называемых серых гнейсов — первых плагиогранитных комплексов докембрия и показал, что в ряде мест они представляют собой расслоенные магматические образования пироксенит-габбро-норит-плагиогранитного состава. Опираясь на эти данные, М. С. Марков пришел к важному выводу о том, что в раннем докембрии формирование сиалической (протоконтинентальной) коры в значительной своей части происходило магматическим путем. Вместе с тем он подчеркивал, что структурные ансамбли раннего докембрия свидетельствуют и о большей роли в этом процессе так же и тектонического скучивания относительно тонких сиалических пластин с последующей их гранитизацией.

Обратившись к сравнительной планетологии, М. С. Марков стал искать на Луне, Марсе, Венере элементы сходства с геодинамическими обстановками, свойственными ранним этапам и стадиям развития Земли. Особенно большое значение в этом отношении имело изучение им тектонических структур Луны и Венеры. Если для Луны характерны первичные неоднородности коры, осложненные многочисленными метеорит-

ными кратерами и кольцевыми структурами, то кора Венеры отличается складчатой структурой, образовавшейся в условиях пониженной вязкости из-за высоких температур поверхности, что было свойственно и раннедокембрийским стадиям развития земной коры. Геодинамический анализ поверхности Венеры, выполненный М. С. Марковым и его сотрудниками, показал, что тектонические структуры венерианской поверхности формируются под влиянием горизонтальных перемещений горных масс, однако каких-либо признаков крупных литосферных плит и глобальных систем рифтов здесь пока не обнаружено.

Синтезируя данные по строению важнейших раннедокембрийских комплексов Земли и результаты сравнительно-планетологических исследований, М. С. Марков выдвинул гипотезу об эволюции геодинамических режимов в истории Земли.

В первый (катархейский) этап, который охватил время от момента аккреции до окончания интенсивной метеоритной бомбардировки (4,4—3,8 млрд. лет), сформировалась первичная базитовая протокора в результате дифференциации протовещества. Хотя на Земле почти нет свидетельств этого этапа, однако данные сравнительной планетологии (по Марсу, Меркурию и особенно Луне) указывают на то, что в течение этого этапа происходило плавление верхних оболочек планет, обусловившее возникновение первых неоднородностей в их строении, подобных лунным морям.

Второй этап (архейский), который закончился 2,6 млрд. лет назад, характеризовался появлением первых в геологической истории Земли комплексов пород кислого состава — «серых гнейсов», являвшихся гомологами анортозит-норит-троктолитовой коры лунных материков. Они слагали участки так называемой протоконтинентальной коры, возможно, части единого протоконтинента. Параллельно с их формированием складывались гранит-зеленокаменные системы — гомологи рифтовых систем фанерозоя и сопряженные с ними зоны интенсивного тектонического скупивания и гранулитового метаморфизма.

Третий этап, охватывавший интервал времени от 2,6 до 1,65 млрд. лет, был временем преобразования в процессе мощной гранитизации протоконтинентальных сегментов в зрелую континентальную кору. Именно тогда были созданы структурные и вещественные предпосылки для возникновения фанерозойских геодинамических обстановок со свойственными им крупными горизонтальными перемещениями литосферных плит.

М. С. Марков стоял во главе творческого коллектива, разрабатывающего эту интереснейшую и перспективную гипотезу. Помимо идейного вклада он очень много сил приложил к практической организации работ по этой проблеме и в Геологическом институте, и на Кольском полуострове, где был создан специальный полигон для разработки важнейших аспектов геологии и тектоники древних щитов; на нем обосновывалась и разрабатывалась высказанная гипотеза. Он координировал работы по сравнительной планетологии, активно участвуя в работе научного совета по Луне и планетам Президиума АН СССР и рабочей группы по Луне Астросовета АН СССР, членом которых он являлся. Его жизнь оборвалась в самом разгаре этой творческой работы, сулящей новые фундаментальные открытия в истории Земли.

Это был истинно крупный ученый, пользовавшийся большим авторитетом не только у советских геологов, но и у ученых США, Канады, Швеции, Финляндии и многих других стран. М. С. Марков участвовал в целом ряде проектов Международной программы геологической корреляции, в том числе в проекте по геохимии архея, в котором он возглавлял советскую национальную группу. Он выступал с докладами на многих сессиях Международного геологического конгресса, а на XXVII сессии МГК в Москве был председателем секции «Планетология». Его перу принадлежит более 150 опубликованных научных работ.

Наконец, надо отметить исключительно эффективную научно-организационную работу М. С. Маркова в редакционной коллегии журнала «Геотектоника», в которой он состоял с момента его основания. На протяжении более 20 лет он был ответственным секретарем редакционной коллегии, а с 1985 г. — заместителем главного редактора, отдав очень много сил и души для создания большого научного авторитета журнала среди советских и зарубежных геологов.

Из жизни ушел не только крупный ученый, но мягкий, глубоко интеллигентный, очень добрый человек. Память о нем навсегда останется в сердцах всех знавших его.

*Ю. М. Пуцаровский, Н. А. Штрейс, В. Е. Хаин, П. Н. Кропоткин,
Л. И. Красный, Е. Е. Милановский, А. Л. Яншин, А. А. Моссаковский,
А. Ф. Адамович, Л. П. Зоненшайн, А. Л. Книппер, А. С. Перфильев,
В. С. Федоровский, Ч. Б. Борукбаев, Н. В. Короновский,
Н. А. Богданов, Р. Г. Гарецкий, С. М. Тильман*

24 июня 1988 г. скоропостижно скончался Игорь Вениаминович Архипов, старший научный сотрудник секции тектоники Геологического института АН СССР, кандидат геолого-минералогических наук.

Невозможно смириться с таким неожиданным, таким безвременным уходом из жизни ученого, полного творческих сил и научных замыслов, прекрасного человека, отзывчивого друга.

И. В. Архипов родился 11 августа 1929 г. в г. Чебоксары. В 1947 г. окончил с золотой медалью среднюю школу, с 1948 по 1953 г. учился в Московском геолого-разведочном институте им. Серго Орджоникидзе, а затем работал там в должности геолога и начальника партии. С 1960 г. он — сотрудник Лаборатории региональной тектоники Геологического института АН СССР, где проработал до последних дней жизни.

И. В. Архипов принадлежал к школе профессора М. В. Муратова, с которым его связывали многолетнее сотрудничество и дружба. Это определило и основное направление его научной деятельности — изучение геологии Средиземноморского пояса. В молодые годы И. В. Архипов работал в горной и прибрежной частях Крыма, занимался крупномасштабной государственной геологической съемкой, изучением стратиграфии, литологии и структур мезозойских и кайнозойских толщ. Изучением геологических и тектонических карт Крымского полуострова, составленных им совместно с другими сотрудниками Крымской экспедиции МГРИ, большой интерес представляют его исследования строения и происхождения флишевой формации, опубликованные в ряде статей. Защищенная И. В. Архиповым в 1959 г. кандидатская диссертация на тему «Роль тектонических движений в формировании фаций кимеридж-титонских отложений Горного Крыма» была высоко оценена геологической общественностью, в частности, академиком Н. С. Шатским. Игорь Вениаминович был приглашен для работы в геологический институт АН СССР.

После этого были работы на Памире, в Копет-Даре, Афганистане. Научные устремления И. В. Архипова касались в те годы выяснения роли глубинных разломов в строении и формировании складчатых поясов. Им совместно с М. В. Муратовым был впервые выделен крупный разлом-линеament, названный впоследствии Памиро-Каракурумским. Во времена президента С. Альянде И. В. Архипов занимался исследованиями в Чили, результатом которых явились статьи о тектонике Центральных Анд. В последние годы И. В. Архипов работал над обобщением материалов по истории тектонического развития и палеогеографии Альпийской области в раннем мезозое. Он опубликовал по этой тематике несколько статей, часть из которых вышла из печати уже после его кончины. В этих работах проводится идея об особой палеотектонической и палеогеографической обстановке, возникшей в результате деструкции земной коры в начале мезозоя на пространстве Альпийской области. Она была не похожа ни на одну из существующих ныне. В процессе работы И. В. Архипов тщательно проанализировал все материалы по офиолитам Альпийской области. Он пришел к заключению об их разновозрастности вдоль простирания области и о дискретности их появления в геологической истории. Эти важные выводы необходимо учитывать при любых палеотектонических обобщениях.

Значительную часть исследований И. В. Архипова занимали проблемы строения осадочного чехла и происхождения впадин внутренних морей, в особенности Черноморской. Глубокие знания геологии сопредельных горных сооружений позволили ему объективно интерпретировать сейсмические материалы по строению осадочного чехла впадин. И. В. Архипов составил интересные геологические карты глубоководных бассейнов Средиземноморского пояса по разным возрастным уровням. Они вошли в общий альбом геологических карт шельфа Евразии.

Важное место в работе Игоря Васильевича занимало участие в составлении обзорных тектонических карт. Он был в числе составителей Тектонической карты Евразии (1966 г.), для которой подготовил макет по Индонезийскому региону. И. В. Архипов — один из авторов Тектонической карты юга СССР (1975 г.), в Тектонической карте Северной Евразии (1980 г.) — соавтор макета восточного сектора Альпийской области.

И. В. Архипов не занимался большой научно-организационной или общественной деятельностью как в силу своей исключительной скромности, так и вследствие серьезных болезней, преследовавших его в течение многих лет. По этой причине он не мог ряд лет выезжать в поле, что его очень огорчало. Однако не было человека более надежного в выполнении просьб окружающих его товарищей и сослуживцев. Кроме основной научной работы он выполнял массу дел и всяких поручений, которые ему оставляло начальство и все мы, уезжавшие и периодически отсутствовавшие сотрудники ГИНа. Человеческие качества Игоря Вениаминовича вызвали восхищение у всех близко знавших его людей: честность, прямота и ясность суждений, редкая доброжелательность, твердость в отстаивании своих взглядов, мягкий юмор, самокритичность.

Светлая память об Игоре Вениаминовиче Архипове навсегда сохранится в сердцах всех близких ему людей.

*А. А. Белов, Л. А. Зверева, А. Л. Книппер, Н. Г. Маркова,
А. А. Моссаковский, М. С. Нагибина, Ю. С. Перфильев,
Е. С. Постельников, Ю. М. Пушаровский, С. Д. Соколов,
Е. А. Успенская, В. М. Цейслер, А. Е. Шлезингер, А. Л. Яншин*

ВНИМАНИЮ АВТОРОВ!

ИНФОРМАЦИЯ ВСЕСОЮЗНОГО АГЕНТСТВА ПО АВТОРСКИМ ПРАВАМ (ВААП)

С 1 июля 1988 г. изменен порядок расчетов с авторами по гонорарам за переиздание за рубежом научно-технических журналов, в этой связи изменился и порядок оформления документов на получение авторского гонорара.

Выплата гонорара производится по желанию автора в рублях, либо путем зачисления причитающейся суммы гонорара на текущий инвалютный счет автора в соответствующем банке (с такого счета автор может использовать средства при поездке за рубеж, а также для покупки товаров по безналичному расчету).

Перед направлением в ВААП справки-заявления на выплату гонорара, автору следует обратиться в Валютное управление ВААП по телефонам: 203-59-53; 203-38-49 или почтой по адресу: 103670, г. Москва, К-104, ул. Б. Бронная, 6а. По запросу автора Агентство вышлет в его адрес подробную информацию с формами документов, необходимых для расчета по поступившему из-за рубежа гонорару.

Редакционная коллегия

Главный редактор Ю. М. ПУЩАРОВСКИЙ

Зам. главного редактора А. А. МОССАКОВСКИЙ

Ответственный секретарь В. С. БУРТМАН
М. Е. АРТЕМЬЕВ, Ч. Б. БОРУКАЕВ, А. Л. КНИППЕР, В. И. КОВАЛЕНКО,
Н. В. КОРОНЕВСКИЙ, Е. Е. МИЛАНОВСКИЙ, В. Д. НАЛИВКИН,
А. С. ПЕРФИЛЬЕВ, А. В. ЧЕКУНОВ, В. Н. ШОЛПО, А. Л. ЯНШИН

Адрес редакции

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

Телефон 230-81-77

Зав. редакцией М. Н. Шуплецова

Технический редактор Л. В. Кожина

Сдано в набор 06.01.88 Подписано к печати 14.02.89 Т-00331 Формат бумаги 70×108¹/₁₆
Высокая печать Усл. печ. л. 11,2 Усл. кр.-отт. 18,0 тыс. Уч.-изд. л. 13,2 Бум. л. 4,0
Тираж 1581 экз. Зак. 4796

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

А 252

Б УЛЬБРИХТА 16-100

СОКОЛОВ С Д

70228

1 р. 40 к.

Индекс 70228

0

В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ «НАУКА»

ГОТОВЯТСЯ К ПЕЧАТИ:

Дергунов А. Б. КАЛЕДОНИДЫ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ./Труды Геологического института. Вып. 437/. 1989. 20 л. 4 р.

Монография является первым обобщенным описанием стратиграфии, магматизма и тектоники каледонид Алтае-Саянской области и Западной Монголии на основе современных представлений об океанической природе офиолитов и признания большой роли горизонтальных движений. В ней описано строение древнего, докаледонского обрамления, меланократового основания и самих каледонских покрово-складчатых сооружений, дана история формирования и сравнительная характеристика каледонид Казахстана и Северной Атлантики.

Издание рассчитано на геологов, интересующихся региональной геологией и тектоникой.

Добржинецкая Л. Ф. ДЕФОРМАЦИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ГОРНЫХ ПОРОД В УСЛОВИЯХ ГЛУБИННОГО ТЕКТОГЕНЕЗА. 1989. 20 л. 3 р.

Монография посвящена особенностям деформации магматических горных пород — гранитоидов, базитов и ультрабазитов, которые являются наиболее распространенными образованиями, слагающими литосферу. Рассмотрены вопросы специфики твердопластического течения на разных глубинных уровнях — в верхней мантии и коре. В качестве региональных примеров приводятся материалы по деформациям базит-ультрабазитовых ассоциаций офиолитовых зон фанерозоя Северо-Востока СССР, зеленокаменных поясов докембрия Восточной Сибири и тоналит-грандъемитовых, гранитоидных пород докембрия Балтийского щита.

Сборник предназначен для геологов, тектонистов, минералогов и геохимиков.

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

252030 Киев, ул. Ленина, 42;

197345 Ленинград, Петрозаводская ул., 7;

117393 Москва, ул. Академика Пилюгина, 14, корп. 2;

630090 Новосибирск, Академгородок, Морской пр-т, 22.