

ISSN 0016-853X

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ТЕОТЕКТОНИКА

6

ИЗДАТЕЛЬСТВО НАУКА · 1979

ГЕОТЕКТОНИКА

ЖУРНАЛ ОСНОВАН В 1965 ГОДУ

ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД

НОЯБРЬ — ДЕКАБРЬ

№ 6, 1979

МОСКВА

СОДЕРЖАНИЕ

Синицын А. В. Проблема происхождения докембрийских зеленокаменных поясов	3
Власов Г. М. О геологической сущности процессов активизации	20
Разваляев А. В. Эндогенные процессы, предшествующие рифтогенезу	32
Пашков Б. Р., Швольман В. А. Рифтогенные окраины Тетиса на Памире	42
Павлова Т. Г. Вулканизм и тектоническое положение докембрийских зон деструкций Центрального Казахстана	58
Голубовский В. А. Тектоническое значение разреза гор Карабатыр в связи с проблемой каледонид Центрального Казахстана	71
Каряев В. А., Казимир В. Т. Строение и офиолиты северной части Джалаир-Найманского синклиория (Центральный Казахстан)	77
Межвилк А. А. Муна-Анабарский глубинный разлом на Сибирской платформе	86
Казаков Ар. А. Герцинские тектонические покровы в северной части Чешского срединного массива	98
Иванчук П. П. Тектоника трогов Нигерии	103
Краткие сообщения	
Скордули В. Д. Структурные комплексы чехла Вольно-Подольской окраины Восточно-Европейской платформы	113
Критика и дискуссии	
Рудич Е. М. Ответ Ю. В. Чудинову	118
Хроника	
Богданова С. В. Серые гнейсы и проблема становления древнейшей земной коры	123
Годовой указатель журнала «Геотектоника» за 1979 г.	125

G E O T E C T O N I C S

NOVEMBER — DECEMBER

№ 6, 1979

MOSCOW

CONTENTS

Sinitsin A. V. Problem of origin of Precambrian greenstone belts	3
Vlasov G. M. On geological nature of activation processes	20
Razvalyaev A. V. Endogenic processes prior to riftingogenesis	32
Pashkov B. R., Shvol'man V. A. Riftogenic margins of the Tethys on the Pamirs	42
Pavlova T. G. Volcanism and tectonic setting of Precambrian destruction zones of Central Kazakhstan	58
Golubovsky V. A. Tectonic implication of the Karabatyr mountains section relative to the problem of caledonide formation in Central Kazakhstan	71
Karyaev V. A., Kazimir V. T. Structure and ophiolites of the northern part of the Dzhalair-Naiman synclinorium (Central Kazakhstan)	77
Mezhvilk A. A. Muna-Anabar deep fault on the Siberian platform	86
Kazakov Ar. A. Hercynian tectonic nappes in the northern part of the Czech median mass	98
Ivanchuk P. P. Tectonics of Nigerian troughs	103
Brief communications	
Skorduli V. D. Structural complexes of the cover of the Volyn-Podolian margin of the East European platform	113
Criticism and discussions	
Rudich E. M. Answer to Yu. V. Chudinov	118
Chronicles	
Bogdanova S. V. Grey greisses and problem of the oldest Earth crust formation	123
Yearly index of Journal «Geotectonics» for 1978	125

УДК 551.242.3+551.72

А. В. С И Н И Ц Ы Н

**ПРОБЛЕМА ПРОИСХОЖДЕНИЯ
ДОКЕМБРИЙСКИХ ЗЕЛЕНОКАМЕННЫХ ПОЯСОВ**

Критическое рассмотрение существующих тектонических моделей образования зеленокаменных поясов позволяет прийти к выводу, что они представляют собой древние рифты разной степени развития. В классическом случае каждый такой рифт на стадии растяжения достигает состояния межконтинентального раздвига с появлением участков с корой океанического типа, а на стадии сжатия превращается в меланжевые зоны с развитием офиолитового комплекса. В пределах одной и той же зоны после длительных перерывов и стабильного развития возможно заложение более молодых рифтов и, как это показано на примере Ветреного пояса (Восточная Карелия), неоднократно. Рассмотрены проблемы структурных доменов раннего докембрия и некоторые проблемы тектоники малых плит в докембрии.

На протяжении около 10 лет на территории юго-восточной части Балтийского щита проводились геологические исследования и поиски, приведшие к выявлению нового рудного района (Синицын, Ермолаева, 1970; Синицын, 1971₁₋₃; Синицын и др., 1971_{1,2}; Беляев и др., 1975). Район имеет сложное геологическое строение, обусловленное сочетанием разновозрастных докембрийских структур, среди которых наиболее продуктивным является комплекс зеленокаменных прогибов структурной зоны Ветреного пояса (Синицын и др., 1971₂; Синицын, 1971₂). Одним из важнейших работ практической и теоретической точек зрения в процессе указанных работ являлся вопрос о природе, истории формирования и развития зеленокаменных поясов и их взаимоотношениях с окружающим комплексом. Некоторые аспекты этой проблемы в течение последних лет обсуждались в ряде работ (Anhauesser et al., 1969; Грачев и Федоровский, 1970; Лейтес и др., 1970; Glickson, 1970; Новикова, 1971; Wilson, 1972, 1973; Anhauesser, 1973; Shackleton, 1973; Windley, 1973; Горлов, 1975; Конкин и др., 1975; Моралев, 1975; Глуховский, 1975; Пейве и др., 1976), но сколько-нибудь полного анализа до настоящего времени она не получила. Ниже рассматриваются перечисленные вопросы на примере классических докембрийских провинций, но главным образом с привлечением примеров по юго-восточной части Балтийского щита.

Структурные домены. Для любого докембрийского щита характерны два типа универсальных структурных доменов — архейские кратоны и архейские зеленокаменные пояса. Кратоны всегда сложены комплексами в различной степени мигматизированных гнейсов и мигматит-гранитов.

Зеленокаменные пояса, для которых в качестве классического обычно приводится разрез серии киватин Канадского щита, сложены базальтами, андезитами, дацитами и риолитами, переслаивающимися с осадочными породами и содержащими переменное, но обычно значительное количество габброидов, амфиболитов и серпентинитов. Для разрезов зеленокаменных поясов характерно существенное преобладание базальтов, часто подушечных, что обычно рассматривается как свидетельство подводной среды их излияния. Эффузивы с геохимической и петрохи-

мической точек зрения во всех зеленокаменных поясах мира идентичны и относятся к щелочноземельной серии. Средние и кислые типы также обычно считаются производными дифференциации единой толеитовой материнской магмы. В большинстве докембрийских зеленокаменных поясов мира осадочные породы зажаты между преобладающими вулканическими сериями и обычно представлены вулканокластическими образованиями, ритмично-слоистыми кварцитами, граувакками и конгломератами, часто с участием железорудной (джеспилитовой) формации и с подчиненным количеством турбидитов и известняков.

Приведенная характеристика позволяет считать, что с формационной точки зрения архейские зеленокаменные пояса представляют собой древние офиолитовые комплексы. Часто наблюдается два, три или четыре таких последовательных разреза, обычно несколько различающихся характером деформаций, но всегда подчиненных общему структурному плану. На Балтийском щите (в Карелии) они представлены парандовской и гимольской (лопий), гунгудско-надвоицкой (сумий) и сегозерской (ятулий) сериями, подобно сериям себаква, булавайя, шамва на Южно-Африканском щите. Обычно они совместно смяты в складки, разбиты сбросами и втиснуты в узкие синклинали, зажаты между гранитными батолитами (?) или куполами (?), имеющими в поперечнике размеры до нескольких десятков километров.

Для зеленокаменных прогибов характерен метаморфизм низких стадий (обычно только зеленосланцевый) и широкое развитие кварцевых жил, с которыми связаны многочисленные золоторудные месторождения золото-кварцевой и золото-кварц-сульфидной формаций. Эти ассоциации сходны с комплексами, наблюдаемыми в пределах островных дуг, и многих это привело к мысли о том, что каждый зеленокаменный пояс возник как результат развития серии параллельных докембрийских островных дуг (Lawson, 1932; Jacobs et al., 1959; Engel, 1966; Goodwin, 1968; Glickson, 1970). На всех докембрийских щитах зеленокаменные пояса обычно имеют однообразное простираие (рис. 1), например широтное в провинции Сьюпериор (Канадский щит), но меридиональное в провинции Калгурли (Австралийский щит), северо-восточное в Родезийской провинции (Южно-Африканский щит) и северо-западное на Балтийском щите.

На рис. 1 приведены в едином масштабе генерализованные схемы четырех типичных участков разных докембрийских щитов. Их рассмотрение ясно показывает, что соотношение площадей развития гранитоидов, с одной стороны, и вулканитов основного состава (метабазитов) и метаморфизованных древних осадков — с другой, резко отлично от соотношений, наблюдаемых во всех более молодых формациях. Как уже говорилось, зеленокаменные пояса (как их называют в Канаде), сланцевые пояса (как их называют в Африке) или золоторудные пояса (как их называют в Австралии) сложены преимущественно основными вулканитами и слабодифференцированными осадками, находящимися в зеленосланцевой стадии метаморфизма. Несмотря на определенное своеобразие стратиграфического разреза каждого отдельного пояса (и, как следствие, множество выделяемых серий), все работы по зеленокаменным поясам последних лет (Sutton, 1967; Goodwin, 1968; Anhauser et al., 1969; Glickson, 1970; Новикова, 1971; Talbot, 1973; Wilson, 1973) прежде всего отчетливо показывают сходство их строения на всех щитах и континентах. Для зеленокаменных поясов, как правило, не характерны уникальные формационные типы, и их главные специфические особенности состоят в характере разреза, метаморфизма и взаимоотношений с окружающим «морем» гранитов.

Наблюдаемые вариации мощностей и фаций в зеленокаменных поясах приводят к выводу, что седиментация протекала в неустойчивых аквальных и субаквальных условиях. Для поясов характерны резкие

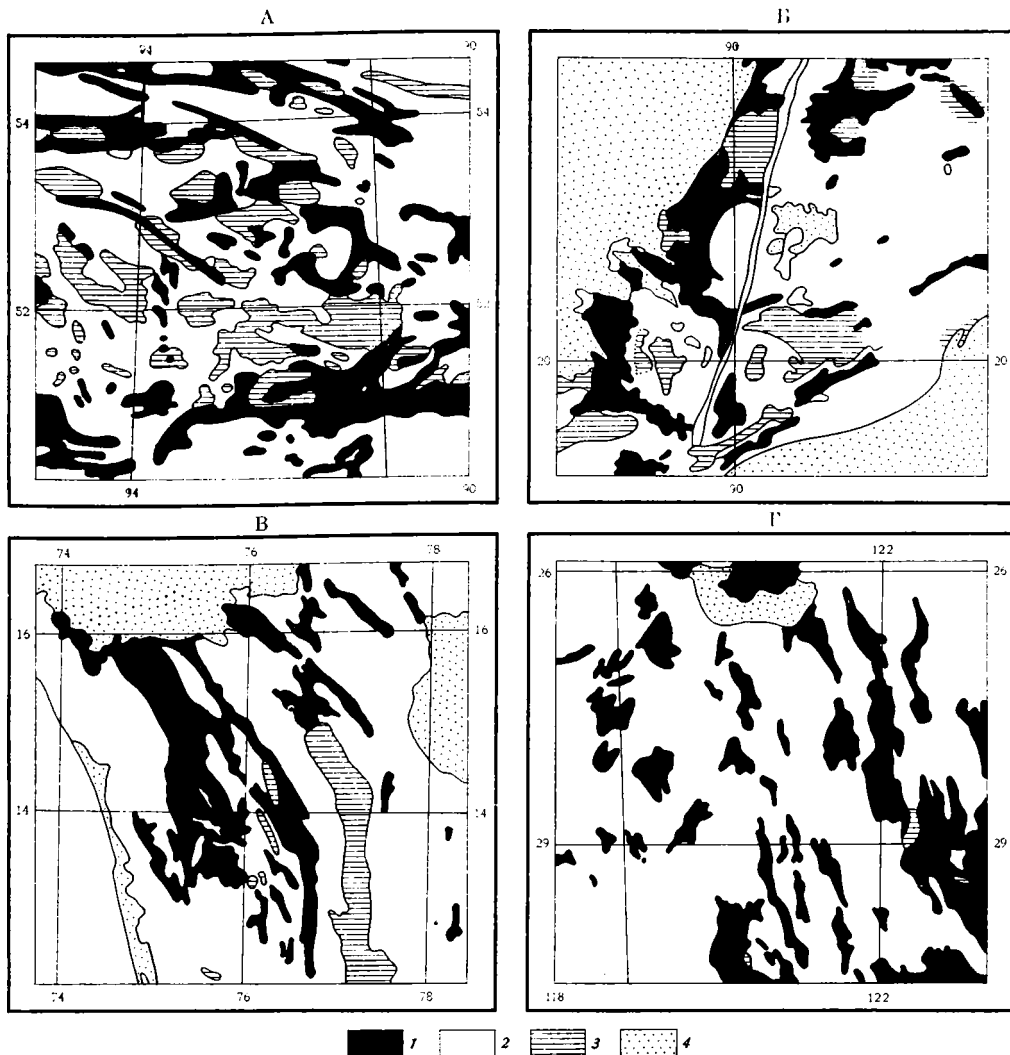


Рис. 1. Генерализованные схемы нескольких типичных районов развития докембрийских зеленокаменных поясов (Talbot, 1973)

Все схемы приведены в одном масштабе. Площадь каждого района составляет 483 км². Зеленокаменные пояса окружены «морем» гранитоидов, среди которых содержится переменное количество молодых гранитоидов. А — провинция Сьюпериор (Канада), Б — Родезия (Южная Африка), В — штат Майсор (Индия), Г — район Илгари (Западная Австралия). 1 — зеленокаменные пояса, 2 — гранитоиды основания, 3 — молодые граниты, 4 — палеозойские и мезозойские осадки

перепады мощностей в пределах сравнительно небольших площадей, например от 18 до 30 км в Западной Австралии (McCall, 1968; Glickson, 1970), от 6 до 15 км в горной стране Барбертон (Южная Африка — Engel, 1966), от 7 до 12 км в канадской провинции Онтарио (Sutton, 1967). Осадочные образования обычно сопоставляются с эвгеосинклинальными формациями, но в верхней части разрезов некоторых поясов отмечаются образования типа моласс (ятулий в Карелии, тимискаминг в Канаде, уайтстоун в Западной Австралии). Хорошо сортированные осадки миогеосинклинального типа необычны (Talbot, 1973). В целом роль осадков снизу вверх в разрезах зеленокаменных поясов заметно увеличивается, но преобладают слабо дифференцированные образования. В нижних частях разрезов они обычно содержат значительную примесь пирокластического материала. Детальное изучение литологии оса-

дочных толщ зеленокаменных поясов (Pettijohn, 1943; Харитонов, 1966) показывает, что они образовались за счет размыва окружающих гранитов. Важно отмечаемое при этом отсутствие обломков метабазитов (Walker, Pettijohn, 1971).

Если зеленокаменные пояса ввиду связи с ними многочисленных месторождений золота, серебра, полиметаллов, хрома, никеля и асбеста исследованы обычно сравнительно детально, то окружающие их гранитоиды изучены гораздо хуже и во многих районах до сих пор остаются «морем гранитов». В тех случаях, когда проведены достаточно детальные исследования (некоторые районы Канады, Родезии, Кольского п-ова, Карелии и Финляндии), устанавливается, что они представлены широкой гаммой разновидностей различного возраста.

Древнейшим комплексом гранитоидных кратонов обычно являются существенно натровые парагнейсы, мигматиты и мигматит-граниты тоналитового и гранодиоритового состава, имеющие радиологический возраст 3300—2800 млн. лет. Существует точка зрения о том, что этот комплекс парагнейсов представляет собой мигматизированный и гранитизированный аналог образований зеленокаменных поясов (Goodwin, 1968; Anderson, 1968; Anhaeuser et al., 1969; Bliss, 1969; Hunter, 1970; Glickson, 1971; Green, Baadsgaard, 1971; White et al., 1971; Cloud, 1971), но этому противоречат резкая разница фаций метаморфизма и характер контактовых взаимоотношений. Несмотря на то, что в метабазитах и парагнейсах нередко наблюдается конформность структур и сланцеватости, свидетельствующие о совместном участии в деформациях, их выходы часто разделены узкими зонами молодых гомогенных существенно калиевых гранитов. Четко выраженное несогласное залегание этих формаций встречается исключительно редко, но в основании разреза зеленокаменных поясов обычны горизонты конгломератов с галькой парагнейсов. Это доказано для многих районов Карелии (Кратц, 1963), для Восточной Африки (Shackleton, 1970), Родезии (Wilson, 1973), горной страны Барбертон (Hunter, 1970), канадских провинций Сьюперитор и Большого Невольничьего озера (Joliffe, 1966; Rousel, 1965), индийского зеленокаменного пояса Дарвар (Naytia, 1965). Классическим в этом отношении примером является разрез района Кве-Кве (Родезия), в котором базальные конгломераты серии булавайя ложатся на гранито-гнейсы прилежащего к поясу кратона (Wilson, 1973). Таким образом, древнейшие парагнейсы являются наиболее вероятным фундаментом, на котором или рядом с которым происходила седиментация зеленокаменных поясов и который явился источником поступления в пояса существенно кремнистого кластического материала. Данному комплексу в условиях Балтийского щита, по-видимому, отвечают гранитоиды Карельского срединного массива.

Другой тип гранитоидов, образующих поля, соизмеримые, но все же меньшие, чем поля гранодиоритов и тоналитов древнейшего комплекса, представлен сравнительно сильнее гомогенизированной разновидностью, отвечающей в среднем микроклинизированным мигматит-гранитам и крокидитам, возникшим за счет парагнейсового субстрата (или их фундамента (?)). Для них характерны купольные структуры и диапировые соотношения с образованиями зеленокаменных поясов, с которыми они имеют конформные или неясно рвущие контакты, неуловимо переходящие друг в друга часто в пределах одной структуры. Этому типу на Балтийском щите отвечают гранитоиды внутренних блок-антиклиналей Ветреного пояса и Восточно-Кольского района.

Разделение гранитоидов первого и второго типа часто сталкивается со значительными трудностями, и существует предположение (Bliss, 1969) об их тесной взаимосвязи, объясняющее кажущееся различие типов разной глубиной эрозионного среза единого гранитоидного массива. Представляется, однако, что наблюдаемое различие имеет глубокую

генетическую природу и каждый купол отвечает зафиксированному в пространстве и времени центру гранитизации. Важно отметить, что гранито-гнейсовые купола (глыбы, массивы, «острова» и т. д.) характерны только для архейских зеленокаменных поясов (южное крыло Ветреного пояса, южные крылья Печенгской и Имандра-Варзугской структур) и никогда не встречаются в более молодых протерозойских подвижных поясах. Данный признак настолько устойчив, что даже не зная конкретного разреза того или иного зеленокаменного пояса, в зависимости от отсутствия или наличия в его структуре гранито-гнейсовых куполов его возраст можно определить достаточно однозначно. Таким образом, образование гранитоидов второго типа на докембрийских щитах характерно только для архея и впоследствии, по-видимому, не повторялось.

Третий, наиболее молодой комплекс гранитоидов с наиболее частым радиологическим возрастом 1500 млн. лет обычно легко установим. Для этих гранитоидов характерна высокая гомогенность, часто проявлена порфиroidная структура, и по составу они отвечают адамеллитам, аляскитам или нормальным гранитам; иногда встречаются граниты рапакиви. Они секут все образования, имеют рвущие контакты или образуют узкие лентовидные тела на границах зеленокаменных поясов с древним тоналитовым парагнейсовым комплексом. Иногда они образуют мелкие штоки в ядрах складок внутри зеленокаменных поясов. Будучи широко развиты на территории гранитоидных кратонов, в зеленокаменных поясах эти граниты сравнительно редки или полностью отсутствуют. Если тоналитовые парагнейсы и гранито-гнейсовые купола вообще не имеют ореолов, то даже небольшие тела молодых калиевых гранитов всегда окружены ореолами размером до нескольких сот метров.

Указанный характер взаимоотношений гранитоидов и зеленокаменных поясов заставляет склоняться к точке зрения, согласно которой эти пояса возникли в прогибах, заложившихся на уже ранее существовавшей гранитной коре, и исключает возможность параллельного развития процессов гранитообразования в кратонах и развития зеленокаменных поясов по модели А. С. Новиковой (1971). Р. Шеклтон (Shackleton, 1973) считает, что вообще все зеленокаменные пояса возникли на коре континентального типа, обосновывая это тем, что существуют древние структуры, прослеживаемые с кратонов в зеленокаменные пояса и даже через пояса на противоположащие кратоны. В качестве двух наиболее ярких примеров им приводятся а) пересечение древнего зеленокаменного пояса Ирумиды более молодым подвижным поясом Замбези (Сапен, Snelling, 1966) и б) пересечение древнего подвижного пояса Убенда — Рузизи поясом Кибара (Shackleton, 1973). В обоих случаях пересечение достаточно резкое, но без заметного смещения, что указывает на отсутствие сколько-нибудь значительного перемещения плит по обе стороны молодых поясов. Б. Г. Лутц (1978) считает, что основанием зеленокаменных поясов явилась гранитизированная к моменту их заложения древняя базальт-андезит-дацитовая формация.

Тектонические модели. Приведенные данные заставляют пересмотреть ранее широко распространенное мнение, что докембрийские зеленокаменные пояса представляют собой корни глубоко эродированных древних орогенов, аналогичных орогенам или геосинклиналям фанерозоя (McGregor, 1951; Кратц, 1963). Две особенности резко отличают их от последокембрийских орогенов: а) низкая степень метаморфизма и б) чрезвычайная длительность вулканической и плутонической активности (Talbot, 1973). Любая тектоническая модель образования зеленокаменных поясов и кратонов должна их обязательно учитывать. Ниже приводится критический анализ существующих моделей.

Модель А. Макгрегора (McGregor, 1951) преемственно вытекает из идей П. Эсколы (Eskola, 1948) о природе гнейсовых куполов Финлян-

дин. П. Эскола показал, что эти гнейсы, первоначально являвшиеся основанием осадочного комплекса подвижного пояса свекофенид и источником поступавшего в него кластического материала, позднее интродировали осадки пояса в виде куполов с характерным согласным облеканием их осадками (mantled gneiss domes). А. Макгрегор (McGregor, 1951) построил свою модель, проведя параллель между «стадиальными батолитами оvoidных гранитов» Родезии и гнейсовыми куполами П. Эсколы. Развитие докембрийской коры, по А. Макгрегору, состояло в массовых излияниях вулканических пород основного состава на поверхность достаточно развитой к тому времени коры, сложенной комплексом мигматитов и тоналит-гранодиоритовых гнейсов. Предполагается, что тяжелые вулканы под действием собственного веса постепенно погружались в подстилающие более легкие и пластичные кислые гнейсы, образуя среди них в конечном итоге линейные и овальные борозды. Возникшие выступы пластичного мобилизованного фундамента в верхних частях разреза обычно конформны с перекрывающими породами, но ниже по разрезу могут образовывать в осадках диапировые внедрения. При последующих тектонических напряжениях вулканы и осадки вовлекаются в складчатость и приобретают синклинальную форму залегания. Модель предполагает для докембрия чрезвычайно высокую величину геотермического градиента, достаточную для придания гранитному слою пластичности.

Модель С. Анхауссера (Anhausser et al., 1969) также пытается связать возникновение зеленокаменных поясов с поступлением на поверхность гранитной коры больших объемов вулкаников. Модель предполагает, что развитие коры протекало при сравнительно низких (обычных) температурах, и отвергает постепенные эластичные деформации. Возникновение зеленокаменных поясов связывается с внедрением основной магмы вдоль зон крупных разломов и сопутствующим этому обрушением тонкой сиалической коры. Крупные деформации в зеленокаменных поясах и гранито-гнейсовом основании затухиваются более поздними гранитами, нарастившими кору снизу. Развитие модели С. Анхауссера (Martin, 1969; McGlynn, Henderson, 1970) приводит к представлению о зеленокаменных поясах как о внутриконтинентальных микромиogeосинклиналах.

Модель С. Телбота (Talbot, 1973) основывается на предположениях, что а) процесс отделения сиалической коры от мантии имел длительный характер (Hurley et al., 1962; Engel, 1963; Goodwin, 1968; Ward, 1971) и б) сиалическая кора, начиная с раннего докембрия, скапливалась в тыловых частях зон всасывания плит (Dewey, Hornsfield, 1970; Oxburgh, Turcotte, 1970). С этих позиций все особенности докембрийских структур связываются с орогеническими процессами, аналогичными процессам фанерозоя, но с той разницей, что на начальной стадии все скопления сиалической коры были слишком малы, чтобы сохраниться в виде самостоятельных кратонов. Иначе говоря, предполагается, что гранитоидные и гнейсо-гранитные массивы архей представляют собой первоначально независимые скупенные миниконтиненты, а зеленокаменные пояса — остатки древнего океана, разделявшего миниконтиненты.

Каждая из трех приведенных моделей находится в противоречии с какой-то частью геологических данных. Модели А. Макгрегора и С. Анхауссера полностью игнорируют горизонтальные тектонические движения и в ряде своих допущений наивны, а модель С. Телбота подразумевает континентальный дрейф и спрединг неограниченных масштабов, хотя признаки того и другого отсутствуют. Модели С. Телбота противоречат, например, часто наблюдаемая симметричность зеленокаменных поясов и значительная роль в их строении грубозернистых осадков. Последнее подразумевает существование приближенных к обоим бортам областей сноса и седиментацию в локализованных погружающихся бас-

1 Стадия консолидированного гранитно-гнейсового фундамента

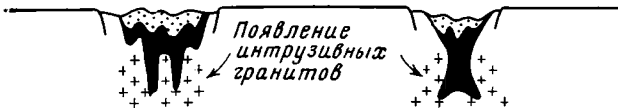


2 Стадия рифтовой долины

Протоокеаническая (межконтинентальная) рифтовая стадия



3 Стадия погружения, складчатости и слабого метаморфизма



Появление интрузивных гранитов

4 Конечная стадия



Тела молодых гранитов

Резкое несогласие с гранито-гнейсами основания

Блоки гранито-гнейсов основания

Поздние интрузивные граниты

Конформные контакты

Корневая зона зеленокаменного пояса

Участок небулитов среди мобилизованных пород фундамента

Рис. 2. Тектоническая модель развития докембрийского зеленокаменного пояса Б. Виндли (Windley, 1973)

сейнах, а не в обширном океаническом бассейне. Ни одна из трех моделей не учитывает и не объясняет существование глубокометаморфизованных гранулитовых комплексов; игнорируются также рудные формации зеленокаменных поясов, представляющие, по В. М. Моралеву (1975), редуцированные металлогенические циклы и являющиеся важными петрогенетическими индикаторами.

Модель Б. Виндли (Windley, 1973) (рис. 2) исходит из данных А. Гликсона (Glickson, 1970, 1971), который на основе анализа геохимических особенностей состава вулканитов пришел к выводу, что metabазиты зеленокаменных поясов по значениям содержаний K, Sr, Zr и величинам отношений Na/K и Fe^{3+}/Fe^{2+} идентичны океаническим толеитам. Далее Б. Виндли обращает внимание на специфическую минерализацию зеленокаменных поясов, представленную золото-серебряным, медно-цинковым и сульфидно-никелевым оруденением с обычным присутствием теллуридов. При сопоставлении с современными образованиями наибольшее сходство он видит с рудными формациями провинции Хребтов и Бассейнов (США), являющейся континентальным продолжением Восточно-Тихоокеанского хребта, и протоокеанической структурой Красноморского рифта. Иными словами, это формации, характерные для ранних стадий раздвигания плит.

Другим важным обстоятельством, по мнению Б. Виндли, является то, что эффузивные комплексы зеленокаменных поясов имеют линейный характер развития и, по-видимому, возникли как трещинные излияния вдоль разломов, параллельных краям поясов (Goodwin, Shkplanka, 1967; Goodwin, Ridler, 1970). Если с учетом обоих изложенных обстоятельств обратиться к современным областям с выраженным разви-

нием глыбовой тектоники, то наибольшее сходство устанавливается между зеленокаменными поясами и протоокеаническими областями, в частности с таким современным районом, как рифт Красного моря. При этом предполагается, что сходство метабазитов зеленокаменных поясов с современными толитами океанов отнюдь не является доказательством значительных по масштабам дрефта и спрединга и свидетельствуют лишь об ограниченном раздвижении континентальной коры. С позиций гипотезы глобальной тектоники плит (Bird, 1970) зеленокаменные пояса докембрия по Б. Виндли (Windley, 1973) следует интерпретировать как древние грабенообразные рифтовые зоны, явившиеся областями интенсивного вулканизма, а позднее быстро заполнявшиеся турбидитами и молассами, образовавшимися за счет размыва гранито-гнейсов континента.

Объясняя механизм возникновения докембрийских зеленокаменных поясов, рифтовая модель Б. Виндли сосредотачивает внимание на начальном периоде их развития, соответствующем стадии растяжения и компенсации прогибов.

Многочисленные данные, однако, свидетельствуют о том, что вслед за стадией растяжения, как правило, следует стадия сжатия, приводящая к возникновению специфических структур. Вместе с тем, принимая, что на начальной стадии развития зеленокаменные пояса являлись рифтами, необходимо уточнить, к какому типу рифтов они относились. Обширная литература по проблеме рифтов (The world rift system, 1966; Байкальский рифт, 1968; U. M. C. symposium on the world..., 1969; U. M. C. symposium on the African rifts, 1972; Cook, 1966; Mohr, 1968; Illies, 1969; Милановский, 1969, 1970, 1972; Backer, Wohlenberg, 1970; Разваляев, 1971) позволяет рассматривать рифты как протяженные зоны растяжения земной коры, уходящие корнями в верхнюю часть мантии. Их характерной структурной особенностью являются относительно узкие, часто ступенчатые осевые грабены, ограниченные сбросами большой глубины, либо серия таких грабенов. Грабены обрамляются асимметричными поднятиями (сводами или горстами), также в различной степени разбитыми продольными и поперечными трещинами, сбросами, сдвигами и осложненными второстепенными грабенами-сателлитами. Для рифтовых зон характерен значительно повышенный тепловой поток и, как правило (но не всегда), мощные проявления вулканизма, связанного с подкоровыми очагами. Земная кора в рифтовых зонах несколько утонена, а верхняя часть мантии отличается пониженной плотностью. В зависимости от особенностей глубинного строения земной коры Е. Е. Милановский (1972) различает: 1) океанические рифты, в которых осевой грабен и его обрамление обладают корой океанического типа, 2) континентальные рифты, в которых сам рифт и его плечи имеют кору материкового типа (хотя обычно и утоненную), 3) межконтинентальные рифты, в которых рифт обладает корой океанической или близкой к океанической, и его плечи — материковой корой (рифтовые зоны Красного моря, Аденского и Калифорнийского заливов). Наблюдаемые взаимопереходы позволяют рассматривать межконтинентальные рифты, с одной стороны, как результат продвинутого развития рифтов континентального типа, а с другой — как раннюю стадию формирования рифтовых зон океанов. Таким образом, три выделенных типа рифтов отвечают разным стадиям рифтогенеза — зачаточной, ранней и зрелой, отражающим разный масштаб горизонтального растяжения.

Интересно отметить, что современные рифтовые зоны Африки, как правило, приурочены к выступам кристаллического основания и неизменно накладываются на зоны докембрийских зеленокаменных или подвижных поясов. В случае частичного несовпадения со структурами древнего фундамента происходит приспособление — коленчатые, зигзагообразные и кулисные сочетания грабенов или обтекание массивов. Аналогичные наблюдения принадлежат А. А. Константиновскому (1977), по

данным которого в осевой части рифейского Онежско-Кандалакшского грабена прослежена зона развития нижнепротерозойских вулканитов зеленокаменного комплекса.

Важным вкладом в изучение процессов рифтогенеза явились исследования В. Г. Казьмина (1965, 1966, 1971), убедительно показавшего, что зоны альпид Тавра, Динарид и Загроса возникли в результате сжатия рифтовых структур красноморского (т. е. межконтинентального) типа. В. Г. Казьмин считает, что в геологическом будущем такая же судьба, а именно прохождение стадии сжатия и превращения в меланж, ожидает многие современные рифты и в первую очередь рифты Красного моря, Аденского залива и Восточно-Африканский рифт, параллельные Загросу и являющиеся его западными близнецами. Естественно предположить, что прохождение стадии сжатия возможно (хотя и необязательно) для любой рифтовой системы любого возраста, прошедшей достаточно полный цикл развития. Другой важный результат исследований В. Г. Казьмина состоит в выводе, что все современные рифты возникают, наследуя направления докембрийских зеленокаменных поясов. Эта закономерная унаследованность (McConnell, 1969, 1970) весьма важна, так как указывает на то, что зеленокаменные пояса, единожды возникнув, в дальнейшем навсегда остаются ослабленной зоной, в пределах которой наиболее вероятно повторное (и, возможно, неоднократное) рифтообразование. Как показывают Е. Н. Исаев и А. В. Разваляев (1977), рифтогенный процесс каждой эпохи является независимым, но в структурном аспекте рифтогенез использует дорифтовые неоднородности коры.

Предлагаемая модель. С учетом изложенных обстоятельств модель Б. Виндли (Windley, 1973), достаточно разработанная в части объяснения заложения прогибов зеленокаменных поясов, но не рассматривающая их дальнейшую историю, может быть дополнена и на примере юго-восточной части Балгийского щита выглядит следующим образом (рис. 3).

1. Ранняя стадия развития архейских зеленокаменных поясов (например, южная ветвь Ветреного пояса) по типу структур, характеру магматизма и составу пород наиболее сходна со сводово-вулканическим типом платформенных рифтовых зон. Это сходство состоит в мощной и длительной вулканической активности с преобладанием расплавов среднего и кислого состава, значительной сегментированности и слабой ориентированности грабенов. Заложение рифтовой зоны обязано возникновению обширной зоны растяжения. Судя по наблюдаемым соотношениям с гранитоидами основания, оно произошло на материковой коре, но безусловно сопровождалось ее утонением. С достаточной уверенностью можно сказать, что архейская парандовская (лопий, по Б. М. Келлеру и др., 1977) рифтовая система прошла глубокий цикл развития и на определенной стадии достигла состояния межконтинентального рифта, что сопровождалось появлением в ней «полюней» коры океанического типа. Раздвижение плит Беломорского и Водлозерского кратонов в период максимального растяжения парандовского рифта оценивается в 80—100 км.

Характерная особенность парандовского рифта — существенное преобладание вулканического и вулканокластического заполнения при резко подчиненном значении чистых осадков. Возможно, однако, что осадков в верхах разреза некогда было больше, но они позднее были почти полностью эродированы. Отлагаясь на океаническую кору, представленную гипербазитами и габброндами, эффузивы парандовского рифта в совокупности с комплексом коры образовали древнейшую офиолитовую формацию. Вырождение зоны растяжения и ее инверсия в зону сжатия, судя по сейсмогеологическим разрезам (Анкудинов и др., 1972), сопровождалось надвиганием Беломорского блока на гранит-зеленокаменную

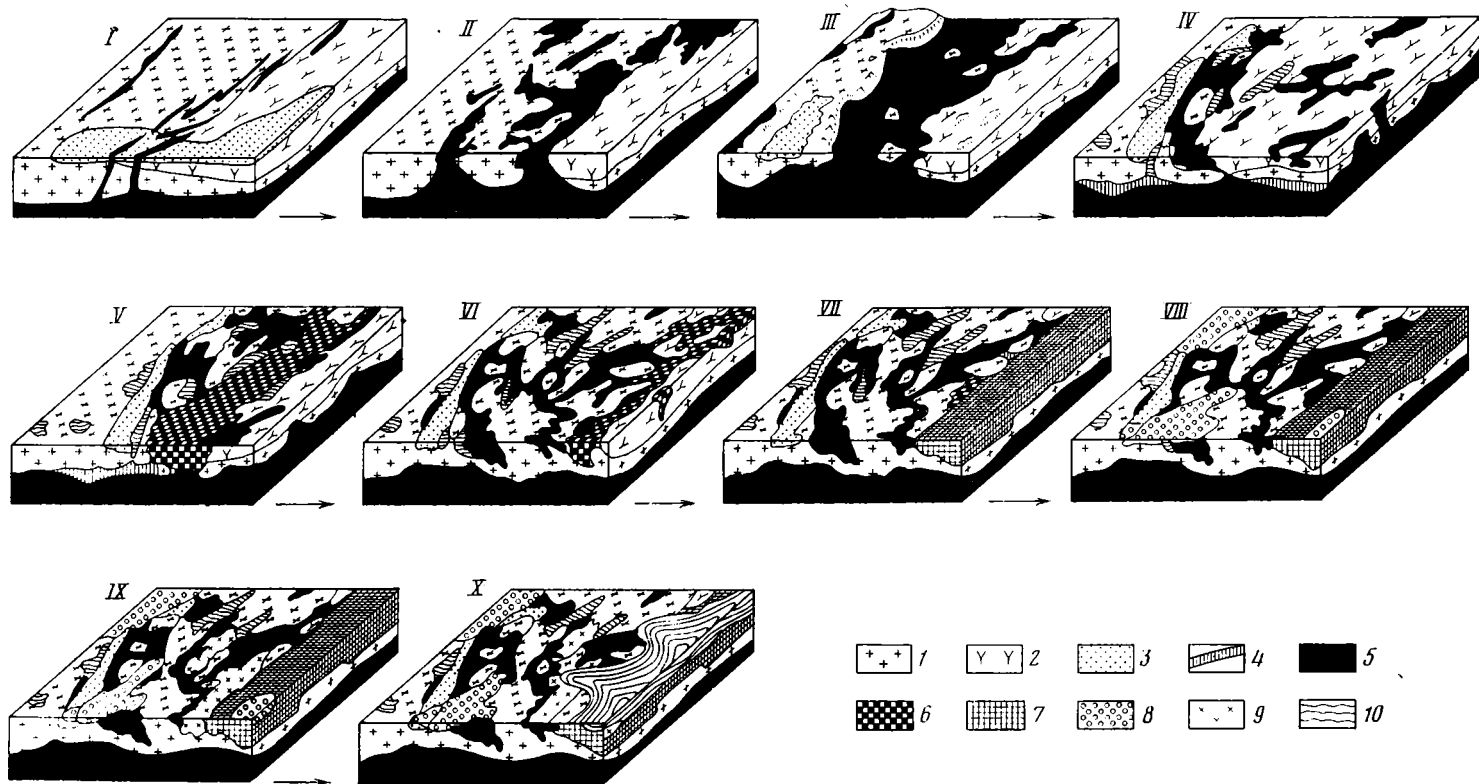


Рис. 3. Тектоническая модель развития юго-восточной части Балтийского щита

I — стадия заложения границы устойчивых плит и возникновения дайкового роя; II — стадия заложения парандовского рифта (растяжение); III — межконтинентальная стадия парандовского рифта (растяжение); IV — стадия сжатия парандовского рифта и образования меланжа; V — стадия заложения и развития тунгудско-надвоицкого рифта (растяжение); VI — стадия сжатия тунгудско-надвоицкого рифта и образования меланжа; VII — стадия возникновения и компенсации интерконтинентального рифта Ветреного пояса (растяжение); VIII — стадия возникновения сегозерско-верхнепротерозойских рифтовых грабенов (растяжение); IX — стадия заложения и компенсации мирования палеозойского платформенного чехла (эпейрогенное); X — стадия формирования палеозойского платформенного чехла (эпейрогенное). 1 — гранитоиды, 2 — образования беломорской серии, 3 — кандские гнейсы, 4 — гипербазиты, 5 — образования базальтового слоя и вулканиты парандовской серии, 6 — образования тунгудско-надвоицкой серии, 7 — образования серии Ветреного пояса, 8 — образования сегозерско-онежской серии, 9 — рифейские красноцветы, 10 — палеозойский чехол

область. Офиолитовая формация парандовского рифта в процессе этих движений была меланжирована и на многих участках превращена в крупноглыбовое тектоническое месиво гипербазитов, габбро, амфиболитов, зеленокаменных эффузивов и блоков гранитоидов основания.

2. Следующая стадия развития, в конкретных условиях Ветреного пояса, отвечающая тунгудско-надвоицкой эпохе (сумий, по К. О. Кратцу, 1963), отделена от парандовской эпохи значительным перерывом, отвечающим стадии стабильного режима и денудации. Временной интервал между формациями оценивается в 300—400 млн. лет, и, таким образом, тунгудско-надвоицкий рифт находится с парандовским рифтом в таком же соотношении, как современные рифтовые системы Восточной Африки с наследуемыми ими докембрийскими зеленокаменными поясами.

Тунгудско-надвоицкая рифтовая зона по характеру тектонических форм, типу сегментации и составу вулканических пород проявляет наибольшее сходство с современными рифтовыми зонами щелевого типа. Грабены новой рифтовой системы отличаются более выраженной линейностью, большей глубиной, и они концентрируются в северной половине древней парандовской рифтовой зоны. Отличительной особенностью тунгудско-надвоицкого рифта от современных рифтовых систем, сближающей его в то же время с парандовским рифтом, является чрезвычайно мощный вулканизм основного и среднего состава при подчиненном развитии осадков. С завершающими стадиями развития тунгудско-надвоицкого рифта связаны малые тела молодых гранитов и кварцевых порфиров, а также предполагаемые в районе щелочные интрузии и карбонаты.

Имеющиеся данные позволяют предполагать, что тунгудско-надвоицкая зона прошла неполный цикл развития и оставалась на протяжении всего своего существования континентальным рифтом щелевого типа, по-видимому, без появления в ее пределах участков океанического дна. Так же как и парандовская система, тунгудско-надвоицкий рифт на заключительной стадии испытал инверсию и преобразовался в зону сжатия. Это повлекло за собой возникновение нового меланжа, в котором вместе с тунгудско-надвоицкими эффузивами участвуют глыбы всех более древних пород (гранитоиды фундамента, габброиды, амфиболиты, гипербазиты, эффузивы парандовской серии).

3. Новая стадия развития, отвечающая серии Ветреного пояса (суйсарий, по К. О. Кратцу, 1963), снова оторвана от предшествующих тунгудско-надвоицких тектонических событий на 300—400 млн. лет и также является автономной. Возникшая рифтовая зона несомненно относится к вулканическому типу континентальных щелевых рифтов. Она хорошо сохранилась, так как не претерпела инверсии и сколько-нибудь существенного сжатия. Этим объясняется отсутствие в серии Ветреного пояса гипербазитовых тел, спокойное залегание и слабое зеленокаменное перерождение эффузивов серии. Данная рифтовая зона по сравнению с предшествующей еще более локализована и снова смещена на север, хотя в целом наследует направление и положение парандовской и тунгудско-надвоицкой рифтовых систем.

4. Близкая по времени следующая сегозерско-онежская стадия (ятулий, по К. О. Кратцу, 1963), вероятно, входит в единый цикл со стадией Ветреного пояса и представляет собой заключительную молассовую формацию (Кратц, Лазарев, 1961) с выраженными проявлениями вулканизма. В зоне Ветреного пояса данная стадия проявлена слабо и смещена к югу от главной щелевой зоны. Более полное развитие она получила в Южно-Выгозерской синклинии.

5. Верхнепротерозойская стадия развития, отмеченная появлением системы грабенов (авлакогенов, по Н. С. Шатскому), выполненных красными породами и эффузивами рифея и венда, как известно (Муратов, 1970,

1972), широко проявились на всей территории Восточно-Европейской платформы. От предшествующих нижнепротерозойских тектонических событий их отделяет 400—500 млн. лет, однако и в этом случае для юго-восточной части Балтийского щита устанавливается определенная унаследованность структур, выражающаяся в использовании тех же северо-западных направлений, а в некоторых случаях (например, грабен Ладожского озера) и в наследовании более древних протерозойских подвижных поясов. Образование разветвленной системы грабенов этого периода связано с деструкцией (Пушаровский, 1976) дорифейской платформы и развитием Грампианской геосинклинали, представленной на окраине района складчатым поясом байкалид Тимана и Канина. Они относятся к щелевому континентальному типу и не проходили стадии сжатия, но параллельны и, видимо, синхронны огромному межконтинентальному Тимано-Канинскому рифту, позднее на стадии сжатия переродившемуся в подвижный пояс. Таким образом, древние рифтовые зоны юго-восточной части Балтийского щита проявляют необычно долгую длительность существования, а многие из них выражены и в современном рельефе (впадины Ладожского озера, Онежского озера, Кенозера и Кандалакшской губы Белого моря). Учитывая, что фанерозой (600 млн. лет) уступает или равен длительности имевшихся в прошлом перерывов в рифтогенезе зоны Ветреного пояса, можно считать, что современная стабилизация зоны — с геологической точки зрения явление временное.

Предлагаемая модель учитывает достижения отечественной тектонической школы и непосредственно вытекает из представлений А. В. Пейве (1960) о дифференциальных движениях блоков земной коры под воздействием горизонтальных и вторичных по отношению к ним вертикальных сил. Как отмечает Ю. В. Чудинов (1976), представления о мелких взаимно перемещающихся плитах, развиваемые А. П. Пейве, в отличие от первоначальной концепции Ле Пишона (Le Pichon, 1968) можно назвать «концепцией малых плит». С гипотезой плит ее связывает только употребление термина «плиты».

Тектоника малых плит в докембрии ввиду специфичности геологических процессов того времени, надо полагать, также была достаточно своеобразной. Само существование мелких плит в докембрии сомнений не вызывает (Wilson, 1973; Windley, 1973), и главное состоит в определении характера плит, типа и форм их движения. Одной из таких задач является вопрос о границах докембрийских плит. Б. Виндли (Windley, 1973) в качестве простейшего примера границы устойчивых плит приводит Великую дайку Родезии. Считается, что дайка внедрилась в период очередной стадии дестабилизации Родезийского кратона в узкой рифтовой зоне, заложившейся над участком конвекционного подъема мантии (Bichan, 1970). На всех докембрийских щитах известны сопоставимые тела или громадные рои даек толеитового состава с участием ультраосновных пород: а) в Западной Австралии известна дайковая серия Виджимулта, в которую входят дайки Джимберлана и Бини-еринджи, имеющая каждая более 300 км в длину (McCall, Peers, 1971); б) на Канадском щите известен огромный рой даек северо-западного направления, секущий весь щит от залива Унгава до Невольничьей провинции (Clifford, 1968); в) в пределах Северо-Атлантического кратона в Шотландии известен дайковый рой Скури длиной более 250 км (Bridgewater et al., 1973) и в Гренландии дайковый рой Кангамунт (Bridgewater, Goremsen, 1969); г) на юго-востоке Балтийского щита — Бураковско-Аганозерская зона интрузий. П. Клиффорд (Clifford, 1968) считает, что такие дайки соответствуют континентальным зонам, возникающим вследствие подкорового подтока мантийного вещества, с разгрузкой возникающих напряжений по системе дайковых роев. В местах выхода мантийных расплавов на поверхность образуются гипабиссальные ин-

трузии и платобазальтовые излияния. Этот механизм был предложен Клиффордом для интерпретации даек и покровов базальтов системы карру, отметивших в триасе начало рифтогенеза и связанной с ним деформации в Восточной Африке. В докембрии дайки такого типа внедряются в зоны разломов, позднее приобретающих значение границ плит (кратонов и зеленокаменных поясов), и вследствие этого в различной степени подвержены амфиболитизации и деформациям.

Однако далеко не все дайковые зоны докембрия позднее развились до стадии рифтовых долин. В качестве нереализованных зон такого типа могут быть указаны Великая дайка Родезии и Бураковско-Аганозерская зона. Примером, иллюстрирующим полный цикл развития, является дайковый рой Кангамунит в Западной Гренландии, зона которого в процессе дальнейшего развития превратилась в границу архейского кратона и протерозойского подвижного пояса (Bridgewater et al., 1973).

Известно, что движения фанерозоя проходят две главных стадии развития. Первая стадия включает появление регионального дайкового роя, возникновение рифтовой зоны, характеризующейся высоким тепловым потоком и, в конце стадии, возникновением щелочных комплексов и карбонатитов. Вторая стадия включает раздвигание материковой коры, образование молодой океанической коры и дрейф континентальных плит с возникновением у краев континентов подвижных поясов. Рифты, не прошедшие второй стадии, фиксированы на участке подъема мантийного вещества и, как правило, не испытывают существенных латеральных растяжений. Так, Рейнский грабен со среднего эоцена испытал расширение не более 4,8 км (Illies, 1969).

В качестве характерных примеров докембрийских рифтов приводятся южноафриканский подвижный пояс Лимпопо (Mason, 1973) и североамериканский подвижный пояс Кьюиноу (Pettijohn, 1970), имеющий ширину около 160 и длину около 1600 км и выполненный континентальными красноцветами и миндалекаменными основными лавами мощностью около 15 км. В региональном поле он отмечен крупной гравитационной аномалией. Прогиб рассматривается как протерозойский океанический хребет (Sumner, 1969), представляющий собой осевшую рифтовую зону, заполненную плотными эффузивами. В рисунке аномального поля прогиба усматриваются признаки трансформных разломов.

Еще большее сходство с современными рифтовыми зонами улавливается в строении канадского докембрийского подвижного пояса Гренвиль (Windley, 1973). Он прошел стадии возникновения дайкового роя, развития рифтовой зоны, резкого увеличения геотермального градиента, приведшего к возникновению узкой линейной зоны гранулитовых фаций, и стадию проявления щелочных и карбонатитовых комплексов (Doing, 1970), трассирующих центр зоны максимального теплового потока. В то же время Гренвильский пояс отличается от всех горных поясов современных континентальных берегов: у него не выражены протяженные линейные пояса пород основного состава, характерные для зон дивергентного и конвергентного сочленения (Irving et al., 1972), и это приводит Б. Виндли (Windley, 1973) к выводу, что Гренвильский пояс является законсервированной рифтовой системой, не достигшей стадии континентального дрейфа и спрединга (дно прогиба сложено активизированным сиалическим фундаментом). Вместе с тем необходимо учитывать, что некогда существовавшие «полюнья» океанического дна при сжатии рифтовых зон (как это показано для Ветреного пояса) могли быть уничтожены надвинутым бортом. Единственным признаком былого существования участков океанического дна является в этом случае присутствие офиолитов.

Согласно концепции А. Рингвуда (Ringwood, 1970), образование новой коры может происходить двумя путями. Первый путь состоит в вертикальном подъеме мантийного материала, его фракционном плавлении

и внедрении возникшей магмы в кору в виде интрузий и экструзий, сопровождающемся резким усилением теплового потока. Второй путь состоит в латеральном перемещении масс, сопровождающемся растеканием океанического дна (спредингом), поглощением океанических базальтов в зонах всасывания, где они, испытав фракционную плавку, порождают известково-щелочную изверженную серию. А. Рингвуд предполагает, что в течение геологического времени роль двух указанных процессов могла варьировать и что для докембрия более обычен первый путь.

Широко распространено ошибочное представление, что докембрийские пояса, содержащие блоки активизированного сиалического фундамента, представляют собой глубоко эродированные постройки и что в них обнажены корни, одинаковые для всех зеленокаменных поясов. Более правильным представляется выделять, вслед за Б. Виндли (Windley, 1973), два типа докембрийских прогибов.

Первый тип — пояса, содержащие или преимущественно состоящие из блоков в различной степени активизированного фундамента, между которыми зажаты клинья и синклинали супракрустальных образований, — пояс Гренвиль (Канада), Наксуктокидский и Кетилидский пояса (Гренландия), пояса Эбурн, Хуаби, Кибара и Дамара-Катанга (Африка). Их можно достаточно уверенно рассматривать как системы, возникшие в конечном итоге в результате столкновения, точнее, сжатия плит. Современная континентальная кора этих поясов является следствием надвига материкового блока на некогда существовавший океанический блок (Bird, 1970). Обязательным признаком таких поясов являются офиолиты, представляющие собой остатки океанической коры прошлого (Пейве, 1969), и меланж. Данный тип зеленокаменных поясов отвечает второй модели А. Рингвуда.

Второй тип — линейные пояса, сложенные слабдеформированными и слабометаморфизованными осадками и вулканитами, — северная ветвь Ветреного пояса (Карелия), Лабрадорский прогиб и прогиб Коронация (Канада). В этих поясах отсутствуют офиолиты и обычно нет признаков доорогенного вулканизма и седиментации. Наличие океанического дна в таких прогибах исключается, и наиболее вероятно, что они представляют собой законсервированные компенсированные и необращенные узкие линейные (щелевые) рифты, соответствующие древним зонам резкого геотермального градиента с соответственно увеличенным тепловым потоком и обусловленными ими метаморфизмом и вулканизмом. Пояса этого типа обычно наследуют более древние тектонические системы и почти не испытывают движений глыбового типа. Данный тип зеленокаменных прогибов отвечает первой модели А. Рингвуда.

Легко увидеть, что первый тип зеленокаменных поясов наиболее близок современным сводово-вулканическим рифтам межконтинентального класса, а второй тип зеленокаменных поясов — современным щелевым рифтам внутриконтинентального класса.

Таким образом, концепция малых плит вполне применима для объяснения докембрийских движений, но требует внимательного анализа вещественного состава формаций и обязательного учета специфики докембрия. Вместе с тем значительные латеральные перемещения и спрединг большого масштаба для докембрия, по-видимому, нехарактерны.

Литература

- Анкудинов С. А., Н. Н. Болгурцев, И. В. Литвиненко, Г. А. Порогова. Глубинное строение восточной части Карельского региона по результатам комплексных геофизических исследований (профиль Онежское озеро — Белое море). — Геотектоника, 1972, № 5.
- Беляев К. Д., Ермолаева Л. А., Сеницын А. В. Новый тип сульфидно-никелевого оруденения на Ветреном поясе (Восточная Карелия). — Докл. АН СССР, 1975, т. 222, № 4.

- Байкальский рифт. М., «Наука», 1968.
- Глуховский М. З. Некоторые аспекты тектоники и магматизма раннего докембрия на примере Алданского щита.— Геотектоника, 1975, № 2.
- Горлов Н. В. К проблеме древнейших геоструктурных областей материковой коры.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1975, № 2.
- Грачев А. Ф., Федоровский В. С. О единой природе рифтов, авлакогенов и геосинклинальных трогов.— Сов. геология, 1970, № 12.
- Исаев Е. Н., Развалев А. В. О соотношении рифтогенного и дорифтового структурных планов (на примере Красноморского рифта).— Геотектоника, 1977, № 2.
- Казьмин В. Г. Особенности сочленения Аравийской платформы и Альпийской геосинклинальной области.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1965, № 6.
- Казьмин В. Г. Место офиолитовых формаций в тектоническом развитии западного сектора Альпийско-Гималайской системы.— Геотектоника, 1966, № 3.
- Казьмин В. Г. К проблеме «альпийского меланжа».— Геотектоника, 1971, № 2.
- Келлер Б. М., Кратц К. О., Мигрофанов Ф. П., Семихатов М. А., Соколов Б. С., Шуркин К. А. Достижения в разработке общей стратиграфической шкалы докембрия СССР.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1977, № 11.
- Конкин В. Д., Ручкин Г. В., Федоровский В. С. Сравнительная характеристика шовных структур докембрия Карелии и северо-восточного Забайкалья.— Геотектоника, 1975, № 3.
- Константиновский А. А. Онежско-Кандалакшский рифейский грабен Восточно-Европейской платформы.— Геотектоника, 1977, № 3.
- Кратц К. О. Геология карелид Карелии. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Кратц К. О., Лазарев Ю. И. Основные черты тектонических структур ятулия в Карелии.— В сб.: Проблемы геологии Карелии и Кольского полуострова. Изд-во Карельского и Кольского фил. АН СССР, 1961.
- Лейтес А. Н., Муратов М. В., Федоровский В. С. Палеоавлакогены и их место в развитии древних платформ.— Докл. АН СССР, 1970, т. 191, № 6.
- Луцц Б. Г. Базальт-андезит-дацитовые формации раннего докембрия и их сравнение с современными аналогами.— Геотектоника, 1978, № 4.
- Милановский Е. Е. Основные черты строения и формирования рифтовой системы Восточной Африки и Аравии.— Вестн. МГУ, сер. геол., 1969, № 1.
- Милановский Е. Е. Основные типы рифтовых зон материков.— Вестн. МГУ, сер. геол., 1970, № 2.
- Милановский Е. М. Главные типы рифтовых зон континентов и некоторые закономерности их расположения и развития.— В кн.: Тектоника. Докл. сов. геологов на XXIV сес. МГК. М., «Наука», 1972.
- Моралев В. М. Характерные черты металлогений и тектоническая природа архейских зеленокаменных поясов.— В сб.: Металлогения докембрия. Л., ВСЕГЕИ, 1975.
- Муратов М. В. Геосинклинальные складчатые системы докембрия и некоторые особенности их развития.— Геотектоника, 1970, № 2.
- Муратов М. В. Типы впадин древних платформ и их происхождение.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1972, № 2.
- Новикова А. С. О тектонике докембрия Карелии.— В сб.: Проблемы теоретической и региональной тектоники, М., «Наука», 1971.
- Новикова А. С. О тектонике карелид основания Восточно-Европейской платформы.— Геотектоника, 1971, № 6.
- Пейве А. В. Разломы и их роль в строении и развитии земной коры. Докл. сов. геологов на XXI сес. МГК. Пробл. XVIII. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Пейве А. В. Океаническая кора геологического прошлого.— Геотектоника, 1969, № 2.
- Пейве А. В., Яншин А. Л., Зоненшайн Л. П., Книппер А. Л., Марков М. С., Моссаковский А. А., Перфилев А. С., Пуцаровский Ю. М., Шлезингер А. Е., Штрейе Н. А. Становление континентальной земной коры Северной Евразии.— Геотектоника, 1976, № 5.
- Пуцаровский Ю. М. Тектоника Северного Ледовитого океана.— Геотектоника, 1976, № 2.
- Развалев А. В. Особенности строения и геологического развития Западно-Аравийской рифтовой системы.— Бюлл. МОИП. Отд. геол., 1971, № 46, № 3.
- Синицын А. В. О возможных перспективах сульфидной никеленосности Ветреного пояса. Матер. III научн.-произв. геол. конференции. Петрозаводск, 1971.
- Синицын А. В. К вопросу о возможной золотоносности юго-восточной части Балтийского щита. Матер. III научн.-произв. геол. конференции. Петрозаводск, 1971.
- Синицын А. В. Внутреннее строение и структурно-тектоническое районирование синклинорной зоны Ветренный пояс.— В сб.: Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск, 1971.
- Синицын А. В., Ермолаева Л. А. О перспективах золотоносности юго-восточной части Балтийского щита.— Разв. и охрана недр, 1970, № 5.
- Синицын А. В., Перевозчикова В. А., Порогова Г. А., Ермолаева Л. А., Гриб В. П., Станковский А. Ф. Геологическое строение и перспективы никеленосности Ветреного пояса.— Геол. рудн. месторожд., 1971, № 1.
- Синицын А. В., Махнач З. К., Ермолаева Л. А. Перспективы поисков силикатного никеля на Ветреном поясе.— Сов. геология, 1972, № 1.

- Харитонов Л. Я.* Структура и стратиграфия карелид восточной части Балтийского щита. Л., «Недра», 196.
- Чудинов Ю. В.* Расширение земли как альтернатива новой глобальной тектоники.— Геотектоника, 1976, № 4.
- Anderson D. L.* The evolution of terrestrial planets.— Appl. Optics, 1968, v. 8.
- Anhaeuser C. R.* The evolution of the early Precambrian crust of Southern Africa.— Phil. Trans. Roy. Soc. London, 1973, v. 273, No. 1235.
- Anhaeuser C. R., Mason R., Viljoen H. J., Viljoen R. P.* A reappraisal of Precambrian shield geology.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1969, v. 80, No. 11.
- Backer B. H., Wohlenberg J.* Structure and evolution of the Kenya Rift Valley.— Nature, 1970, v. 229, No. 258.
- Bichan R.* The evolution and structural setting of the Great Dyke, Rhodesia.— In: African magmatism and tectonics (ed. by T. N. Clifford & I. G. Gass). London, Oliver & Boyd, 1970.
- Bird J. M.* General concepts of orogeneses in terms of lithospheric plate tectonics.— Abstr. Geol. Soc. Amer., 1970, v. 7, No. 4.
- Bliss N. W.* Thermal convection in the Archean crust.— Nature, 1969, v. 222, No. 5197.
- Bridgewater D., A. Escher & J. Watterson.* Tectonic displacement and thermal activity in two contrasting Proterozoic mobile belts from Greenland.— Phil. Trans. Roy. Soc. London, 1973, v. 273, No. 1235.
- Bridgewater D., Goremsen K.* Geological reconnaissance of the Precambrian rocks of South-East Greenland.— Rapp. Gronlands Geol. Unders., 1969, v. 19, No. 1.
- Cahen L., Snelling N. J.* The geochronology of Equatorial Africa. Amsterdam, Holland, 1966.
- Clifford P. M.* Flood basalts, dike swarms and sub-crustal flow.— Canad. J. Earth Sci., 1968, v. 5, No. 61.
- Cloud P.* The Precambrian.— Science, 1971, v. 173.
- Cook K. L.* Rift system in the Basin and Range province.— Geol. Surv. Canada Paper, 1966, v. 66, No. 5.
- Doing R.* An alkaline rock province linking Europe and North America.— Canad. J. Earth Sci., 1970, v. 7, No. 1.
- Dewey J. F., Hornsfield B.* Plate tectonics, orogeny and continental growth.— Nature, 1970, v. 225, No. 5232.
- Engel A. E. J.* Geological evolution of North America.— Science, New York, 1963, v. 140, No. 3563.
- Engel H. E.* The Barberton Mountain Land: clues to the differentiation of the Earth.— In: Adventures in Earth History. San Francisco, Freeman & Co., 1966.
- Eskola P.* The Problem of mantled gneiss domes.— Quart. J. Geol. Soc. London, 1948, v. 104, part 4.
- Glickson A. J.* Geosynclinal evolution and geochemical affinities of early Precambrian systems.— Tectonophysics, 1970, v. 9, No. 5.
- Glickson A. J.* Primitive Archean element distribution patterns, chemical evidence and geotectonic significance.— Earth. and Planet. Sci. Letters, 1971, v. 12, No. 3.
- Goodwin A. M.* Archean protocontinental growth and early crustal history of the Canadian shield.— 23 Intern. Geol. Congr., Prague. C. R. 1968, v. 1.
- Goodwin A. M., Ridler R. K.* The Abitibi orogenic belt.— Canada Geol. Surv. Paper, 1970, v. 70, No. 4.
- Goodwin A. M., Shklanka R.* Archean volcano-tectonic basins: form and pattern.— Canad. J. Earth Sci., 1967, v. 4, No. 5.
- Green D. C., Baadsgaard H.* Temporal evolution and petrogenesis of an Archean crustal segment at Yelloknife, N. W. T. Canada.— J. Petrol., 1971, v. 12, No. 1.
- Hunter D. R.* The ancient gneiss complex of Swaziland.— Trans. Geol. Soc. S. Africa, 1970, v. 73, part 1.
- Hurley P. H., Hughes H., Faure G., Fairbairn H. W. & Pinson W. H.* Radiogenic strontium-87 model of continent formation.— J. Geophys. Res., 1962, v. 67, No. 13.
- Illies J. H.* An intercontinental belt of the world rift system.— Tectonophysics, 1969, v. 8, No. 1.
- Irving E., Park J. K., Roy J. L.* Paleomagnetism and the origin of the Grenville front.— Nature, 1972, v. 236, No. 5, 346.
- Jacobs J. A., Russel R. D., Wilson J. W.* Physics and geology. New York, McGraw-Hill, 1959.
- Joliffe A. W.* Stratigraphy of the Steeprock group, Steeprock Lake, Ontario.— Precambrian Symp. Geol. Assoc. Canad. Spec. Paper, 1966, v. 3.
- Lawson A. C.* Insular arcs, foredeeps and geosynclinal seas of Asiatic coast.— Bull. Geol. Soc. America, 1932, v. 42, No. 2.
- Le Pichon X.* Sea-floor spreading and continental drift.— J. Geophys., Res., 1968, v. 121, No. 12.
- McGregor A. M.* Some milestones in the Precambrian of Southern Rhodesia.— Trans. Geol. Soc. S. Africa, 1951, v. 54.
- Martin H.* Problems of age relations and structural in some metamorphic belts of Southern Africa.— Spec. Paper Geol. Soc. Can., 1969, v. 5.

- Mason R.* The Limpopo mobile belt — Southern Africa.— *Phil. trans. Roy. Soc. London*, 1973, v. 273, No. 1235.
- McCall G. J.* A progress report on geological investigation of the Kalgoorlie system and associated igneous rocks between Kalgoorlie and Norseman — *Austral Inst. Min. Met. Bull.*, 1968, No. 9.
- McCall G. J., Peers R.* Geology of Binneringie dyke, Western Australia.— *Geol. Rundschau*, 1971, v. 60, B. 60, H. 3.
- McConnell R. B.* Fundamental fault zones in the Guiana and West African shields in the relation to the presumed axes of Atlantic spreading.— *Geol. Soc. Amer., Bull.*, 1969, v. 80, No. 7.
- McConnel R. B.* The evolution of the Rift system of Eastern Africa in the light of Wegmann's concept of tectonic levels.— In: *Grabau Problems*. Stuttgart, Schweizerbart-scheverlags, 1970.
- McGlynn J. C., Henderson J. B.* Archean volcanism and sedimentation in the Slave structural province.— *Geol. Surv. Canad. Paper*, 1970, v. 70, No. 40.
- Mohr P. A.* Ethiopian rift system.— *Bull. Geophys. Observ. Univ. Addis-Abeba*, 1968, No. 11.
- Naytial S. P.* Precambrian of Mysore plateau. 53-d Indian Sci. Congr. Calcutta, Sect. geol. geograph., 1965.
- Oxburgh E. E., Turcotte A. L.* Thermal structure of island arcs.— *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1970, v. 81, No. 6.
- Pettijohn F. J.* Archean sedimentation.— *Bull. Geol. Soc. America*, 1943, v. 54, No. 7.
- Pettijohn F. J.* The Canadian shield, a status report 1970.— *Geol. Surv. Canad. Paper*, 1970, v. 70, No. 40.
- Rindwood A. E.* Composition of the crust and upper mantle.— *Cal. Techn. Rep.*, 1970, v. 9.
- Rousel D. H.* Geology of the Cross Lake area.— *Man. Dep. Mines Res. Publ.*, 1965.
- Shackleton R. M.* On the origin of some African granites.— *Proc. Geol. Assoc.*, 1970, v. 81, Pt3.
- Shackleton R. M.* Problems of evolution of continental crust.— *Phil. Trans. Roy. Soc. London*, 1973, v. 273, No. 1235.
- Sumner J. S.* Geophysics, geologic structure and tectonics. Iowa. W. C. & Co, 1969.
- Sutton J.* The extension of the geological record into the Precambrian.— *Proc. Geol. Assoc.*, 1967, v. 68, pt. 4.
- Talbot C. J.* A plate tectonic model for the Archean crust.— *Phil. Trans. Roy. Soc. London*, 1973, v. 273, No. 1235.
- The world rift system.— *Geol. Surv. Canada Paper*, 1966, v. 66, No. 15.
- U. N. C. symposium on the world rift system.— *Tectonophysics*, 1969, v. 8, No. 4—6.
- U. M. C. symposium on the Africa rifts.— *Tectonophysics*, 1972, v. 15, No. 1—2.
- Walker R. J., Pettijohn F. J.* Archean sedimentation: analysis of the Winnitaki basin, North-Western Ontario, Canada.— *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1971, v. 82, No. 8.
- Ward P. L.* New interpretation of the geology of Iceland.— *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1971, v. 82, No. 11.
- White A. J. R., Jakes P., Christie D. M.* Composition of greenstones and the hypothesis of sea — floor spreading in the Archean.— *Spec. Publ. Geol. Soc. Austral.*, 1971, No. 3.
- Wilson J. T.* New insights into old shields.— *Tectonophysics*, 1972, v. 13, No. 1—4.
- Wilson J. T.* The Rhodesian Archean craton an essay in cratonic evolution.— *Phil. Trans. Roy. Soc. London*, 1973, v. 273, No. 1235.
- Windley B. F.* Crustal development in Precambrian.— *Phil. Trans. Roy. Soc. London*, 1973, v. 273, No. 1235.

УДК 551.242.4

Г. М. ВЛАСОВ

О ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СУЩНОСТИ ПРОЦЕССОВ АКТИВИЗАЦИИ

Увлечение процессами активизации отвлекает внимание исследователей от разработки и практического использования геосинклинальной теории. Явления, объединяемые термином «активизация», обычно представляют естественные звенья геосинклинального процесса. В некоторых случаях они связаны с регенерацией геосинклинальных систем или полициклическостью их развития. Краевые вулканические пояса, часто относимые к структурам активизации, развиваются в едином тектоническом ритме с геосинклинальными системами, имеют общие формации с остальными геосинклинальными зонами и участвуют наравне с ними в формировании сиалической коры. Теория дейтероорогенеза, разработанная главным образом на примере Монголо-Охотского пояса, теряет свою убедительность в связи с новыми данными, показывающими геосинклинальное полициклическое развитие этого пояса вплоть до конца мезозоя.

Возможности использования закономерностей строения и развития молодых геосинклинальных систем Тихоокеанского пояса при исследованиях в более древних складчатых областях сейчас в достаточной степени не реализуются. Главные причины этого — распространенное мнение о специфичности геологических явлений у Тихого океана, а также общее увлечение процессами активизации. Это увлечение отвлекает внимание исследователей от развития и практического использования геосинклинальной теории.

Об отсутствии принципиальных различий геологических процессов у Тихого океана и в Средиземноморье и необоснованности мнений об их асинхронности сообщалось ранее (Власов, 1976). Здесь будет рассмотрен главным образом вопрос: в какой степени активизация тектоно-магматических процессов является «автономным» процессом, не связанным с геосинклинальным развитием?

Термин «активизация» лишен по существу генетического смысла. Он неточен и применяется по отношению к различным явлениям. Им нередко подменяются геосинклинальные процессы. Так, по мнению В. А. Апродова (1964, стр. 221): «Островные дуги второго рода (в том числе и Курильская) представляют результат активизации тектонического режима земной коры на границе ее континентальной и океанической разностей». По заключению М. А. Фаворской и И. Н. Томсона (1969), частным случаем тектоно-магматической активизации является и геосинклинальный процесс. Другие исследователи к областям автономной активизации относят большинство рудных провинций платформ и щитов. Как отмечает В. И. Казанский (1972, стр. 4), «высказываются и такие точки зрения, согласно которым почти все эндогенные месторождения платформ и складчатых областей считают производными тектоно-магматической активизации». Эти высказывания являются примерами крайних представлений об активизации.

Явления, объединяемые термином «активизация», обычно представляют естественные звенья геосинклинального и постгеосинклинального (орогенного) процессов. В некоторых случаях они связаны с явлениями регенерации геосинклинальных систем. Излияния базальтовых лав на

платформах и в молодых складчатых областях, связанные с эпохами растяжения, также нередко причисляются к явлениям активизации (Белюсов, 1964). Между тем те же эпохи знаменуются возникновением и развитием у границ континентов и океанов эвгеосинклинальных прогибов, излияниями и в них базальтовых лав, но уже в подводной обстановке. Таким образом, тектонические движения и магматические проявления на платформах и в геосинклиналях сопряжены и они обусловлены всем ходом геологического развития. Справедливость этого положения, высказанного А. П. Карпинским в форме «закона смежности», подчеркивалась А. А. Богдановым (1969). В такой же мере сопряжены и процессы рудообразования на платформах и в соседних геосинклиналях (Типы рудоносных фаций, 1978).

Особенно часто понятием активизации заменяют орогенные процессы. С этим нельзя согласиться. Как подчеркивал Н. П. Херасков (1967), термин «активизация» пригоден лишь для обозначения тектонических движений, последовавших после периода относительного покоя. Между тем орогенный этап непосредственно продолжает геосинклинальное развитие, и первые орогенные формации проявляются на внутренних поднятиях геосинклинальных систем. По мере роста этих поднятий развиваются за счет их размыва орогенные формации краевых прогибов. После превращения геосинклинали в складчатую область последняя еще значительное время сохраняет подвижность, проявляющуюся главным образом вертикальными движениями блоков. В грабнях в это время образуются орогенные формации межгорных впадин, нередко включающие потоки базальтовых лав, излившиеся по разломам. Параллельно со стабилизацией складчатой области обычно рядом начинает развиваться новая геосинклинальная система, интенсивные движения в которой вызывают деформацию молодой «платформы». Это сопровождается образованием краевых вулканических поясов. Все это обычные типы «эпигеосинклинальных» орогенных структур, хорошо проявленные и в молодой геосинклинальной системе у Тихого океана (Молодые геосинклинали..., 1978).

Следовательно, процесс развития орогенных формаций происходит после завершения собственно геосинклинального этапа непрерывно и отдельные стадии его постепенно сменяют одна другую. Можно поэтому согласиться с М. В. Муратовым (1967, стр. 65), что «орогенный этап является неразрывной, хотя и заключительной частью всего геосинклинального процесса». М. В. Муратов полагал при этом, что в собственно геосинклинальный этап магматические явления связаны преимущественно с глубинными, мантийными источниками, а в орогенный — с коровыми очагами. Теперь становится очевидным, что связи магматических процессов этих этапов даже более тесные, чем полагал указанный исследователь. Значительная часть магматических и рудных образований не только геосинклинальных, но и орогенных структур (например, краевых вулканических поясов) связана также с глубинными источниками. Роль коровых очагов в геосинклинальных и орогенных структурах возрастает постепенно, по мере увеличения мощности земной коры и изменения ее типа. Это также говорит о неразрывной связи собственно геосинклинального и орогенного этапов.

Чаще всего термин «структура отраженной активизации» (или «структура автономной активизации») применяется по отношению к краевым вулканическим поясам. Становление этих поясов, по мнению М. И. Ициксона и Е. Т. Шаталова (1968, стр. 30), «происходит в условиях активизации уже консолидированных структур в значительной степени вне зависимости от предшествующей геологической предыстории». Многие исследователи подчеркивают наложенный характер краевых вулканических поясов, в частности, Восточно-Сихотэ-Алинского, на геосинклинальные структуры (Фремд, 1972 и др.). Анализ имеющихся

материалов, сделанный В. В. Ветренниковым (1976), Г. А. Абдалаевым (1973), В. И. Казанским (1972) и др., показал, однако, что заложение указанного вулканического пояса произошло сразу после завершения собственно геосинклинального этапа. Нижние слои вулканитов пояса, сформировавшиеся еще в подводных условиях (петрозуевская и больбинская свиты), ложатся непосредственно на раннеорогенные молассы. Эти нижние вулканиты, преимущественно андезитового состава, относятся к характерной формации зеленых туфов, принадлежности которой к раннеорогенным образованиям не вызывает сомнений. Пояс имеет в общем согласное с мезозойской складчатой областью северо-восточное простирание. Все это говорит за принадлежность Сихотэ-Алинского пояса к образованиям орогенной стадии мезозойской эры. Большая интенсивность в нем магматических процессов вызывалась движениями в соседней молодой геосинклинали.

В отношении протягивающегося севернее Охотско-Чукотского вулканического пояса В. И. Казанский (1972), относящий его к структурам активизации, вынужден отметить, что «строго говоря, не на всех его интервалах фиксируется длительный перерыв между завершением геосинклинального цикла и началом тектоно-магматической активизации» (стр. 85).

Сходную с приокеаническими поясами тектоническую позицию занимают и внутриконтинентальные краевые вулканические пояса, находящиеся у границ разновозрастных складчатых систем. Так, в Забайкалье между Селенгино-Яблоновой и Монголо-Забайкальской складчатыми системами располагается вулканический пояс, главные этапы развития которого по времени совпадают с основными процессами периода инверсии и консолидации соседней подвижной системы. По Л. А. Козубовой (1973), образование этого вулканического пояса сопряжено с развитием смежной складчатой системы и не может рассматриваться как результат автономной активизации Селенгино-Яблоновой системы. Тесно сопряжены с молассовыми отложениями (красноцветными и сероцветными) вулканиты Центральноказахстанского и Кызылкумо-Кураминского вулкано-плутонических поясов. В последнем из них, так же как и в Восточно-Сихотэ-Алинском поясе, в основании разреза вулканитов лежит характерная раннеорогенная формация зеленых туфов (Далимов и др., 1971). Можно привести много других примеров вулкано-плутонических поясов, образовавшихся в связи с геосинклинальными (орогенными) процессами (вулканическая зона хр. Карамзар в Тянь-Шане, Саянский интрузивно-вулканический пояс и пр.).

Таким образом, краевые вулканические пояса имеют двойственную природу. Будучи обязаны своим возникновением движениям в молодой геосинклинальной системе, эти пояса в то же время являются образованиями орогенного этапа более древней, «отмирающей» системы. Они представляют особую форму связи соседних (по положению и возрасту) складчатых областей (Косыгин и др., 1974).

Вопрос о соотношении краевых вулканических поясов с геосинклинальными структурами имеет особенно важное значение. Идея о существенной роли в металлогении процессов активизации родилась главным образом на примере тихоокеанских вулканических поясов, которые многими исследователями относились вместе с краевыми прогибами к «неогеосинклинальным» наложенным структурам. Эта идея сыграла определенную положительную роль, обратив внимание на рудные возможности вулканических поясов. Сейчас, однако, своевременно пересмотреть вопрос о структурном положении краевых поясов. Исследования позднемеловых-кайнозойских структур у Тихого океана достаточно определенно показали принадлежность к геосинклинальным системам как краевых прогибов, так и краевых вулканических поясов. Те и другие развиваются в едином тектоническом ритме со всей системой, имеют

общие и разновозрастные формации с остальными геосинклинальными зонами и участвуют наравне с ними в формировании сиалической земной коры (Молодые геосинклинали..., 1978). Если проследить изменения состава руд в пределах структурно-формационных зон складчатой области, включая краевые вулканические пояса, то мы получим закономерный ряд рудных формаций, отражающий последовательную сиализацию земной коры в геосинклинальном процессе (Власов, 1973).

Развитие в тыловых частях геосинклинальных систем, в поздние стадии их развития, широких краевых вулканических поясов с большими массами кислых магматических пород может объясняться (пока это лишь рабочая гипотеза) постепенным, по мере нарастания сиалия, выколаживанием зон Беньофа, в основном определяющих эволюцию геосинклинальных систем. Подобное выколаживание зоны Беньофа устанавливается, например, в Алеутской дуге, где у перехода островной дуги в Аляскинский полуостров с относительно мощной корой углы наклона зоны уменьшаются с 45—50° до 30—20 и даже до 15° (Dickinson, Hather-ton, 1967; Lipman et al., 1972). Уменьшение наклона фокальных зон Курило-Камчатской и Идзу-Бонинской дуг вблизи более древних структур отмечено Р. З. Таракановым и его соавторами (Тараканов и др., 1977): Магматические очаги при подобном выколаживании зон могут перемещаться на более высокие уровни в земную кору, а их влияние распространится в широкой тыловой зоне орогенов на прилегающие жесткие массивы. В таком случае получают естественное объяснение так называемые области активизации на окраинах устойчивых структур. Понятными становятся и широкие проявления гранитоидного магматизма в тыловых зонах складчатых областей. Геологический смысл приобретают представления М. И. Ициксона (1973) о «двухтактном» рудообразующем цикле (первый такт — формирование месторождений в связи с геосинклинальным режимом, второй — рудообразование, связанное с процессами активизации). Отмечаемое при этом М. И. Ициксоном перемещение процессов «второго такта» в сторону континента фактически объясняется «накатыванием» краевого вулкано-плутонического пояса на тыловые части геосинклинальной (складчатой) области. Все это отражает общую закономерность развития геосинклинальных процессов, именно их поступательно-возвратный характер: выдвижение в ранние этапы фронтальной эвгеосинклинальной зоны и последующее оформление в орогенные этапы тыловых структур.

В последнее время в работах некоторых исследователей (Л. П. Зоненшайн, В. И. Коваленко, Н. И. Кузьмин, М. С. Нагибина) наметилась тенденция связывать «воедино геосинклинальный процесс и явления ревивации или гранитоидной тектоно-магматической активизации, которые подчинены одной и той же зоне Беньофа, но располагаются на различном удалении от нее» (Дистанов, Кузнецов, 1973, стр. 139). Подобная интерпретация близка к нашему пониманию краевых вулкано-плутонических поясов как элементов геосинклинальной системы, наиболее удаленных от выходов зон Беньофа.

К. В. Боголепов (1968) помимо орогенеза, следующего непосредственно за геосинклинальной стадией (прото-ион эпиорогенез), выделяет в качестве дейтероорогенеза процессы, развивающиеся после перерыва движений и некоторой пенеппенизации горных сооружений. В качестве примера им с соавторами указываются проявления движений в восточной части Центральноазиатского пояса (часто называемой Монголо-Охотским поясом), у сопряжения его с Сихотэ-Алинской складчатой областью (Боголепов и др., 1973). По концепции К. В. Боголепова и его соавторов, Сихотэ-Алинская геосинклиналь и активизированный древний Центральноазиатский пояс развивались самостоятельно и в их развитии проявлялись противоположные тенденции, причем устанавливается общее отставание дейтерогенеза на западе: активному поднятию в

конец мела горных сооружений Сихотэ-Алиня на смежных территориях Центральной Азии соответствует более ранняя стадия нисходящего рельефа, пенепленизации ранее существовавших горных областей. Неодинаковая направленность развития, по мнению этих авторов, проявляется также и разновозрастностью гранитоидных интрузий в Сихоте-Алине (где первая значительная фаза образования гранитов проявилась в раннем мелу) и в Центральноазиатском поясе (где к позднему мелу приурочивалась уже заключительная стадия гранитообразования).

Последние работы в Монголо-Охотском складчатом поясе установили полицикличность его развития и геосинклинальную природу в его пределах не только палеозойских, но и мезозойских образований (Турбин, 1978). Все отмечаемые К. В. Боголеповым явления получают естественное объяснение без привлечения понятия дейтероорогенеза, если учесть достаточно определенно установленное последовательное омоложение геосинклинальных процессов в Монголо-Охотской геосинклинали в направлении с запада на восток. Подвергшиеся более ранней складчатости западные районы уже в позднем палеозое — раннем мезозое обнаруживают переход к полуплатформенному состоянию. На востоке же, у Тихого океана, главные движения проявились лишь в конце мезозоя — начале палеогена. Понятно в связи с этим более ранее гранитообразование на западе, ясна также причина, почему движения в Центральноазиатском поясе четко отражались в Сихотэ-Алине, а более молодые движения, происходившие в Сихотэ-Алине, лишь в незначительной степени проявлялись на уже значительно стабилизированных структурах Центральноазиатского пояса. Получает объяснение и пояс позднемезозойских «телеорогенных» интрузий и сопутствующих вулканитов Становика: он очевидно развился в связи с остаточными мезозойскими прогибами Монголо-Охотской геосинклинали и представляет, судя по характерному формационному составу, своеобразный краевой вулканический пояс. Хорошо проявлены в Монголо-Охотской зоне и другие обычные структурные элементы геосинклинальных структур — краевые прогибы (Шилко-Газимурский, Зейско-Удской, Торомский и др.). Отмечаемые здесь В. Л. Масайтисом и Ю. Г. Старицким (1964) (как характерные особенности структур активизации «дива») связь магматических пород с системами наложенных впадин, выполненных молассоидными угленосными формациями, повышенная щелочность пород, увеличение щелочности в сторону континента, переход на поздних этапах от кислого магматизма к более основному — все эти особенности свойственны именно краевым вулканическим поясам.

В противоположность мнению К. В. Боголепова о самостоятельном развитии восточной части Центральноазиатского пояса и Сихотэ-Алинской геосинклинали геологи, работавшие последние годы в восточной части Монголо-Охотского пояса, пришли к заключению о принадлежности этого пояса и Сихотэ-Алиня к общей геосинклинальной системе.

Предполагаемые К. В. Боголеповым соотношения между Сихотэ-Алинем и восточной частью Центральноазиатского пояса повторяются, по его мнению, в развитии геосинклинали Тетис и сопряженного с нею западного отрезка Центральноазиатского пояса (Боголепов, 1968). Возможно, что и на этом последнем примере, если проанализировать новые материалы по указанным районам, обнаружится несостоятельность концепции дейтероорогенеза для объяснения особенностей структуры складчатых областей. Естественно, что несостоятельными оказываются и попытки классификации дейтероорогенических областей. Выделенные А. Н. Булгатовым (1974) вулканогенный и осадочный типы таких областей оказываются (как можно судить по формационному составу) краевыми вулканическими поясами и краевыми прогибами.

Казалось бы, некоторое подтверждение реальности явлений дейтеро-орогенеза — зоны активизации («диасхизиса») в структурах докембрия. Однако особенности этих зон не противоречат их связи с орогенным этапом развития древних подвижных областей и сопряженности с движениями в соседних развивающихся прогибах. Как отмечает Ч. Б. Борукаев (Докембрий континентов..., 1977, стр. 177), «во всех рассмотренных случаях устанавливается связь зон диасхизиса с геосинклинальными поясами и их тектоническая приуроченность к миогеосинклинальным (т. е. тыловым.— Г. В.) зонам латерального ряда палеоструктур». В некоторых случаях «омоложение кристаллических пород щита совпадает с моментом завершения осадконакопления в смежном интракратонном прогибе» (там же, стр. 178). С некоторыми зонами диасхизиса сопряжены продукты субсеквентного вулканизма. Связь проявлений диасхизиса с интенсивными прогибаниями, их частое соседство с ортогеосинклиналями позволяет, по мнению Ч. Б. Борукаева, отнести рассматриваемые зоны к классу резонансно-тектонических структур.

Из сказанного видно, что тектоническая позиция и вещественный состав зон диасхизиса в какой-то степени близки к таковым фанерозойских краевых вулканических поясов. Кажется поэтому недостаточно мотивированным утверждение (Докембрий континентов, 1977), что допалеозойские консолидации в отличие от фанерозойских не приводили к типичному орогенезу с формированием сводово-глыбовых поднятий, межгорных впадин, краевых прогибов, вулканических поясов.

Процессы орогенеза, заложенные на уже стабилизированные структуры, выделяются кроме К. В. Боголепова и другими исследователями («эпиплатформенный орогенез» В. Е. Хаина, 1972; «повторный орогенез» А. Н. Булгатова и Б. Н. Красильникова, 1968, и др.). Эти процессы проявляются после периода относительного покоя и пенеппенизации рельефа, почему могут быть формально отнесены к явлениям активизации. Однако по своей сущности и причинам их развития они все же стоят близко к орогенезу. Формы обусловленных ими дислокаций — типичные орогенические. В проявлениях процессов нередко выявляется цикличность, начало их обычно знаменуется излияниями базальтов. Происходит закономерное увеличение масштабов проявлений процессов с протерозоя до неогена, естественно вызванное сокращением площадей геосинклиналей, ростом материков, эволюционным развитием орогенного этапа за счет собственно геосинклинального. Рассматриваемые процессы отнюдь не появились «вдруг», катастрофически в конце мезозоя или в кайнозое, как считают, например, В. В. Белоусов (1968) и Ю. М. Шейнманн (1968), относящие их к явлениям мезозойско-кайнозойской активизации океанической коры («базификации»). Они присущи не только самым молодым эпохам, как полагает Н. И. Николаев (1962), но происходили и в дофанерозойское время. Наблюдается явная сопряженность процессов «эпиплатформенного» орогенеза с движениями в соседних геосинклиналях, показывающая общность обуславливающих их причин. Они развиваются по определенному плану, в их структурах проявляется специфическая зональность, учет которой весьма полезен. Чаще всего они связаны с регенерацией геосинклинального режима или с остаточными процессами, продолжающими геосинклинальное развитие в соседних зонах. Г. Н. Щерба (1970), проанализировавший тектонические особенности Казахстана, отмечает, что разрастание структур подвижных зон, распространение их на соседние консолидированные массивы, происходит в орогенную стадию вследствие расширения очагов плавления в сиалическом слое. Поэтому, по заключению Г. Н. Щербы, это не самостоятельные структуры и не особый тип развития, как утверждают некоторые исследователи.

Следует подчеркнуть, что не всегда имеет место сквозное развитие и собственно геосинклинального процесса. Нередко после интенсивных

движений и мощного магматизма наступает временный спад тектонической активности, иногда охватывающий большой промежуток времени. Спад затем сменяется регенерацией геосинклинальных (иногда непосредственно позднеорогенных) условий. Такое явление В. Е. Хаин определяет как «прерванное регенерированное развитие». По мнению этого исследователя, «бурное течение геосинклинального процесса неизбежно ведет к быстрой консолидации, к превращению в квазиплатформу или настоящую платформу. Новое накопление подкоровой энергии влечет за собой регенерацию или новообразование наложенных геосинклиналей. Соответствующие спаду тектонической активности квазиплатформы или парагеосинклинали легко могут быть приняты за платформу, а залегающие на них геосинклинальные образования отнесены к продуктам автономной активизации» (Хаин, 1973, стр. 211). Наложенные (регенерированные) геосинклинали характеризуются типичными геосинклинальными формациями и не могут относиться к структурам автономной тектоно-магматической активизации (Горжевский, 1978). Краевые вулканические пояса в тыловых частях регенерированных на жестком основании геосинклиналей приобретают своеобразную форму: они состоят из отдельных вулканических зон и полей, приуроченных к разломам, разделяющим глыбы основания. Характерным примером является «сетевидный» вулканический пояс района Апусени в Румынии, развившийся на сопряжении раннеальпийской (мезозойской) и позднеальпийской складчатых областей (Symposium..., 1973).

Из выделенных В. Е. Хаиным (1973) трех типов эпиплатформенных орогенических поясов (перигеосинклинальных, периокеанических, внутриокеанических) два первых типа непосредственно связаны с соседними геосинклинальными зонами. Для перигеосинклинального типа в ряде случаев устанавливается зависимость времени горообразования от дальнейшего расширения геосинклинальных трогов. Внутриконтинентальные же орогенические пояса Центральной Азии на западе соприкасаются с перигеосинклинальными образованиями Средиземноморского подвижного пояса, на востоке — с образованиями Тихоокеанского подвижного пояса, на севере — примыкают к Монголо-Охотской геосинклинальной системе. От этих подвижных зон, вероятно, и передаются тектонические импульсы.

А. Д. Щеглов (1971) выделяет стадию автономной активизации на срединных массивах. Она следует за стадией геосинклинального развития прилегающих геосинклинальных областей и характеризуется наряду со специфическими, по мнению указанного исследователя, магматическими и рудными проявлениями, развитием континентальных прогибов-впадин с угленосными и вулканогенными образованиями. Однако появление этих структур естественнее связать с орогенным этапом, для которого характерно развитие межгорных впадин и «наложенных» магматизма и металлогении. Если проанализировать особенности оруденения срединных массивов, то можно убедиться, что металлогения стадии «автономной активизации» (с относительно низкотемпературными полиметаллическими, золото-серебряными, сурьмяными, ртутными и баритовыми месторождениями) естественно продолжает металлогеническое развитие геосинклинальной стадии (хромитовые, железные и марганцевые, олово-вольфрамовые, медно-молибденовые и другие месторождения) и представляет по существу поздние проявления последней. Жесткость срединных массивов (в какой-то мере сравнимых с платформами) благоприятствует, кроме того, развитию глубоких расколов, по которым поднимаются базиты и ультрабазиты, часто с повышенной щелочностью, обуславливая образование медно-никелевой, пятиэлементной и других рудных формаций. Вся эта гамма рудных образований обычна для геосинклинальных и складчатых областей.

Предпринятое Е. Д. Карповой (1968) сравнение структурных форм, геологических формаций и металлогении, связанных с процессами тектонической активизации и относящихся к завершающей стадии развития геосинклинально-складчатых областей, показывает, что они однотипны. «Это, — пишет Е. Д. Карпова, — должно являться следствием однотипной природы глубинных процессов, которыми они образуются». Поэтому «заключительную стадию развития геосинклинали не следует отделять принципиальной гранью от процессов тектоно-магматической активизации» (Карпова, 1973, стр. 230). Е. Д. Карпова, однако, проявила дальше непоследовательность, выделив категорию в значительной степени независимых от геосинклинальных процессов глыбовых областей, к которым отнесла не только краевые вулканические пояса, но и такие структуры, несомненно имеющие связь с геосинклиналиями, как краевые прогибы.

О сходстве формационных типов месторождений поздних стадий развития подвижных поясов, обусловленных тектоно-магматической активизацией, писали также В. С. Кормилицын, П. А. Строна и П. М. Тараринов (1973).

При нахождении значительной части срединных массивов Средиземноморья в областях не только герцинской, но и альпийской складчатости, естественно, что в пределах их проявились разломы и молодые рудопроявления. Надо учитывать полицикличность развития Средиземноморского пояса, заложение части его альпийских прогибов на уже стабилизовавшихся структурах палеозойских геосинклиналей. Ю. С. Перфильев, В. В. Веселов и В. М. Моролев (1973) подчеркивали особенности восточной части Средиземноморского пояса, которая на юге заложена на окраине древних платформ Гондваны. В развитии ее выделяются две геосинклинальные эпохи (байкалиды и альпиды), разделенные длительным промежутком времени, в течение которого образовались платформенные месторождения. В силу этих условий сформировались рудные месторождения, свойственные разновозрастным геосинклинальным областям и платформам. Эти особенности металлогении пояса А. Д. Щеглов (1971) считает характерными для срединных массивов. По существу же это металлогения регенерированных геосинклинальных областей. Многие европейские срединные массивы (Центральный Французский, Верхнерейнский, Чешский и др.) также испытывали влияние альпийских движений: располагаясь в области герцинской складчатости, на юге они были приближены (или непосредственно примыкали) к зоне альпийских движений. Эти движения естественно вызывали дислокации в срединных массивах, которые, очевидно, нельзя относить к автономной активизации. Металлогения европейского типа именно потому и развилась на срединных массивах Европы, что здесь эти массивы находились под влиянием нескольких циклов геосинклинальной тектоно-магматической деятельности (в том числе герцинского и альпийского) и, кроме того, структуры альпийского цикла вынуждены были развиваться преимущественно на уже стабилизовавшихся палеозойских структурах вследствие сравнительной узости океанического пространства Средиземноморья. Альпийский цикл был отделен от герцинского некоторым интервалом времени, что и дало повод для мнения А. Д. Щеглова об «автономности» процессов.

Тем более неправильно считать «автономными» позднепалеозойские тектоно-магматические проявления на европейских срединных массивах (например, Чешском), очевидно, связанные с герцинскими геосинклиналиями. Характерно, что одна из форм этих проявлений — вулканогенные пояса с рудоносными вулканоплутоническими ассоциациями и с широким развитием кислых эффузивов. Формирование этих поясов, очевидно, относящихся к типу краевых, сопровождалось блоковыми движениями и развитием межгорных впадин, выполненных терригенными угленосными и вулканогенно-осадочными породами. Перечисляемые

А. Д. Щегловым особенности металлогении срединных массивов, связанной с автономной активизацией (ведущая роль разломов в размещении рудных месторождений, приповерхностные условия образования руд, преобладание низкотемпературных стадий минерализации, тесная связь руд с вулканическими комплексами и субвулканическими интрузиями и др.), вообще характерны для краевых вулканоплутонических поясов.

Можно вполне согласиться с А. Д. Щегловым, что вулканические пояса на окраинах срединных массивов формировались синхронно с развитием смежной геосинклинальной области. Однако затем он чисто искусственно ограничивает развитие этих вулканических поясов ранней и средней стадиями развития геосинклиналей, считая, что в позднюю стадию как на окраинах, так и внутри срединных массивов происходят уже процессы автономной активизации. Фактически развитие вулканических поясов (сопряженно с соседними геосинклинальными областями) происходит и в позднюю стадию, и процессы, объясняемые автономной активизацией, являются по существу позднеорогенными.

Сходная картина наблюдается в срединных массивах Тихоокеанского подвижного пояса (Буреинский, Ханкайский и др.), по окраинам которых в орогенную стадию развития позднепалеозойских и мезозойскокайнозойских геосинклиналей образовывались краевые вулканические (вулканоплутонические) пояса с рудопроявлениями. Указываемые А. Д. Щегловым как характерные для поздних стадий развития областей автономной активизации щелочно-основные породы (кринаниты, тешениты и др.) распространены и у окраин молодых складчатых областей (например, на Западной Камчатке).

В Тихоокеанском подвижном поясе, где также проявилась полицикличность развития, условия для образования геосинклиналей были несколько иные, чем в Средиземноморье: обширные океанические пространства допускали последовательную миграцию геосинклинальных процессов от континентов в сторону океана и определяли развитие ранних геосинклинальных прогибов непосредственно на океанической коре. Поэтому стадия, соответствующая образованию в условиях «германотипной» тектоники рудных месторождений европейского типа, здесь проявилась в сокращенной форме.

Тектонические дислокации, сопровождаемые развитием впадин, магматизмом и рудоотложением в Китае и Корее, относимые многими авторами к явлениям автономной активизации, естественно связываются с движениями в соседних Монголо-Охотской и Гималайских зонах. Характерно, что мезозойские тектонические движения на западе Южно-Китайского платформенного массива проявились слабее, чем в восточных прибрежных районах (Казанский, 1972). А. М. Смирнов (1964) также отмечает как общую закономерность активизированной зоны сочленения Сибирской и Китайской платформ ослабление тектонической активности по мере удаления от геосинклинального обрамления в глубь платформы. Металлогения Восточного Китая и Юго-Восточной Кореи связана преимущественно с краевым вулканическим поясом, сформировавшимся при развитии на востоке молодых геосинклинальных прогибов.

Что касается малой мощности сил срединных массивов, которую А. Д. Щеглов связывает с процессами «базификации» земной коры (и объясняет этой базификацией «автономную активизацию»), то она вполне объяснима поднятиями массивов и их глубокой эрозией (Смирнов, 1964; Корешков, 1960). Теория «базификации» земной коры пока не имеет достаточного физико-химического обоснования, и явления, относимые к базификации, объясняются естественным ходом геологического процесса¹.

¹ А. Л. Яншин (1965) считает, что мнение о малой мощности земной коры срединных массивов вообще основано на недоразумении, именно на ошибочном отнесении к

Металлогения срединных массивов, конечно, имеет свои особенности, в ней почти отсутствуют раннегеосинклинальные и развиты преимущественно орогенные элементы. Подчеркиваемое А. Д. Щегловым как особенность магматизма областей автономной активизации изменение составов пород от кислых к основным и к основным с повышенной щелочностью присуще поздним этапам стабилизации подвижных областей. Естественно, что в условиях жестких срединных массивов эта линия развития магматизма проявляется особенно контрастно. Также естественно, что тектонические и магматические процессы, сопровождающиеся рудогенезом, происходят при развитии соседней геосинклинальной системы сначала преимущественно на периферии срединных массивов, а затем по мере развития общего поднятия и блоковых движений они распространяются на всей площади срединных массивов. Обособлять вторую стадию тектоно-магмо-рудогенеза и связывать ее с автономной активизацией нет оснований.

Характерно, что наибольшие проявления процессов «автономной активизации» (в позднем палеозое — раннем мезозое, в позднем мезозое и кайнозое — А. Д. Щеглов, 1968) приурочены к окончаниям крупных геотектонических циклов (герцинского, мезозойского, собственно альпийского). Это уже само по себе показывает их связь с поздним орогенезом. Не случайно также большинство месторождений, относимых к проявлениям автономной активизации, имеет мезозойский и кайнозойский возраст: к мезозою и кайнозоею движениями предыдущих эпох сформировались обширные стабилизированные области, на которых широко проявились более молодые тектонические движения, распространившиеся из соседних подвижных областей. Кроме того, конец мезозоя и кайнозой характеризовались исключительно интенсивными и экстенсивными геосинклинальными процессами — образованием вокруг Тихого океана и в Средиземноморском поясе новых глубинных разломов (зон Беньофа) и геосинклинальных прогибов у них. Естественно, что эти процессы затронули в какой-то мере и области более ранней стабилизации.

Против концепции «автономной активизации» говорят и многочисленные определения абсолютного возраста пород и руд, «свидетельствующие», как отмечает В. А. Перваго (1978, стр. 102), «о том, что формирование месторождений в геосинклинальных рамах или в геоантиклинальных поднятиях не разрывается по времени с формированием месторождений в пределах самих геосинклиналей». Как заключает В. А. Перваго, «образование месторождений в краевых частях срединных массивов связано с теми их блоками, которые были вовлечены в зону складчатости и за счет своей жесткости реагировали на складчатые проявления повышенной трещиноватостью. Это сделало их благоприятными для проникновения рудоносных растворов».

Заключая все сказанное, хочется выразить уверенность, что во всех указываемых сторонниками активизации случаях можно путем анализа структур и выяснения истории их развития выяснить сущность геологических явлений, обуславливающих «активизацию», определить место этих явлений в закономерно развивающемся геологическом процессе. При таком подходе нет причин возражать против использования термина «активизация» как общего, подразумевающего в каждом отдельном случае конкретные причины оживления тектонических движений, возобновления магматизма и процессов рудообразования. Обычно этими причинами, как указывалось выше, являются воздействие соседних подвижных зон или возобновление движений в областях с полициклическим

срединным массивам внутренних низменностей типа Венгерской. Что касается предполагаемого А. Д. Щегловым разрастания мощности базальтового слоя за счет гранитного, то, по мнению Е. Д. Карповой (1968), такие черты свойственны лишь областям неогенового и четвертичного горообразования и ошибочно распространяются на все молодые области «активизации».

развитием. Нет оснований связывать с активизацией развитие каких-то особых, отличных от геосинклинальных и орогенных, магматических и рудных формаций.

Термин «автономная активизация» кажется излишним, он искусственно обособляет явления, закономерно происходящие в ходе общего геологического процесса.

Тщательный анализ геосинклинальных и орогенных структур, установление зональности их строения и последовательности развития, показ на площадях, занятых как складчатыми областями, так и платформами, материальных результатов воздействия на них движений в соседних геосинклинальных прогибах, в том числе наложенной металлогении, как это рекомендует делать В. И. Смирнов (1973), — вот, по-видимому, лучшие способы отражения явлений активизации и практического их использования.

Литература

- Абдалаев А. Г.* Некоторые замечания к истории геологического развития Сихотэ-Алинской части Чукотско-Катазиатского вулканогенного пояса.— В сб.: Вопросы магматизма, метаморфизма и оруденения Дальнего Востока. Владивосток, 1973.
- Апродов В. А.* Сходство и различия неотектоники и сейсмотектоники Курило-Камчатской островной дуги и Азиатского мобильного пояса.— В сб.: Активизированные зоны земной коры, новейшие тектонические движения и сейсмичность. М., «Наука», 1964.
- Белоусов В. В.* Явление тектонической активизации в развитии земной коры.— В сб.: Активизированные зоны земной коры, новейшие тектонические движения и сейсмичность. М., «Наука», 1964.
- Белоусов В. В.* Земная кора и верхняя мантия океанов. М., «Наука», 1968.
- Богданов А. А.* Тектонические эпохи (к периодизации тектонической истории Земли).— Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., 1969, т. 44, вып. 5.
- Боголепов К. В.* О двух типах орогенеза.— Геол. и геофизика, 1968, № 8.
- Боголепов К. В., Врублевский А. А., Ермаков В. Д.* О соотношениях в развитии Сихотэ-Алинской геосинклинали и восточной части Центральноазиатского орогенического пояса.— В кн.: Тектоника мезозойского орогенного пояса Центральной Азии. Новосибирск, «Наука», 1973.
- Булгатов А. Н.* О классификации дейтероорогенных областей.— Докл. АН СССР, 1974, т. 219, № 3.
- Булгатов А. Н., Красильников Б. Н.* Орогенные системы юга Сибири.— Геол. и геофизика, 1968, № 8.
- Ветренников В. В.* Особенности вулканизма, тектоники и оруденения окраинно-материковых вулканических поясов. М., «Недра», 1976.
- Власов Г. М.* Минерогенические особенности вулканических зон различных типов в Тихоокеанском поясе.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. X. М., «Наука», 1973.
- Власов Г. М.* Асинхронно ли развивались западно-тихоокеанские и средиземноморские геосинклинали? — Сов. геология, 1976, № 8.
- Горжевский Д. И.* О металлогенических типах эвгеосинклинальных структурно-формационных зон и рудных районов.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. XII. М., «Наука», 1978.
- Далимов Т. Н., Кустарникова А. А., Ярмухамедов А. Р., Кадыров М. Х., Арапов В. А., Рахманов К., Шаринов Т. Т.* Вулканогенные формации Узбекистана. Ташкент, «Фан», Ташкент.
- Дистанов Э. Г., Кузнецов В. А.* Проблема металлогении областей тектоно-магматической активизации на VII Всесоюзном металлогеническом совещании.— Геол. и геофизика, 1973, № 12.
- Докембрий континентов. Основные черты тектоники. Ч. Б. Борукаев, А. Қ. Башарин, Н. А. Берзин. Новосибирск, «Наука», 1977, 262 с.
- Ицксон М. И.* Связь металлогенических провинций с вулканогенными поясами, крупными тектоническими элементами и типами земной коры (на примере Тихоокеанского пояса).— В кн.: Проблемы региональной металлогении (Материалы годичной сессии ученого совета ВСЕГЕИ, 1971 г., посвященной 70-летию Ю. А. Билибина). Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1973, 191.
- Ицксон М. И., Шаталов Е. Т.* Металлогенические проблемы Тихоокеанского рудного пояса по современным данным.— В сб.: Проблемы региональной металлогении и эндогенного рудообразования. Л., 1968.
- Казанский В. И.* Рудоносные тектонические структуры активизированных областей. М., «Недра», 1972.
- Карпова Е. Д.* Сводово-глыбовые области и их металлогения.— В сб.: Проблемы региональной металлогении и эндогенного рудообразования. Л., 1968.

- Карпова Е. Д.* Металлогения областей тектоно-магматической активизации.— В кн.: Проблемы региональной металлогении (Материалы годичной сессии ученого совета ВСЕГЕИ, 1971 г., посвященной 70-летию Ю. А. Билибина). Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1973, т. 191.
- Козубова Л. А.* Эволюция вулканизма синхронно развивающихся областей складчатости и активизации на примере Центрального и Западного Забайкалья.— В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. М., 1973.
- Корешков И. В.* Области сводового поднятия и их особенности. М., Госгеолтехиздат, 1960.
- Кормилицын В. С., Строна П. А., Татаринцов П. М.* Общие принципы систематики эндогенных месторождений на формационной основе.— В кн.: Проблемы региональной металлогении (Материалы годичной сессии ученого совета ВСЕГЕИ, 1971 г., посвященной 70-летию Ю. А. Билибина). Тр. ВСЕГЕИ, Нов. сер., 1973, т. 191.
- Косыгин Ю. А., Воеводин В. Н., Житков Н. Г., Соловьев В. А.* Восточно-Чукотская вулканическая зона и тектоническая природа вулканических поясов.— Докл. АН СССР, 1974, т. 216, № 4.
- Масайтис В. Л., Старицкий Ю. Г.* Структура «дриады» Восточной Азии.— В кн.: Строение и развитие земной коры. М., «Наука», 1964.
- Молодые геосинклинали тихоокеанского пояса, их вулканогенные и рудные формации. Г. М. Власов, О. Г. Борисов, Е. Д. Петраченко, М. И. Попкова. М., «Наука», 1978.
- Муратов М. В.* Геосинклинальные складчатые пояса и системы мира, их этапы развития и метаморфизм.— Изв. АН СССР, сер. геол., 1967, № 10.
- Николаев Н. И.* Неотектоника и ее выражение в структуре и рельефе территории СССР. М., Госгеолтехиздат, 1962.
- Перваго В. А.* Геология и экономика меднопорфировых месторождений. М., «Недра», 1978.
- Перфильев Ю. С., Веселов В. В., Моралев В. М.* Основные черты металлогении Среднего Востока.— Сов. геология, 1973, № 10.
- Смирнов А. М.* Активизация зоны сочленения Сибирской и Китайской платформ и некоторые закономерности процесса активизации.— В сб.: Активизированные зоны земной коры, новейшие тектонические движения и сейсмичность. М., «Наука», 1964.
- Смирнов В. И.* Металлогенические циклы. Разведка и охрана недр, 1973, № 9.
- Тараканов Р. З., Ким Чун Ун, Сухомлинова Р. И.* Закономерности пространственного распределения гипоцентров Курило-Камчатского и Японского регионов и их связь с особенностями геофизических полей.— В кн.: Геофизические исследования зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану. М., «Наука», 1977.
- Типы рудоносных фаций (ред. В. К. Чайковский). М., «Наука», 1978.
- Турбин М. Т.* Формации и тектоника Джагдинского звена Монголо-Охотской складчатой области. Автореф. канд. дис., Владивосток, 1978.
- Фаворская М. А., Томсон И. Н.* Связь магматизма и эндогенной минерализации с блоковой тектоникой. М., «Недра», 1969.
- Фремд Г. М.* Орогенный вулканизм Южно-Джунгарского и Восточно-Сихотэ-Алинского поясов.— Тр. Лаборатории палеовулканологии. Томский ун-т, 1972, вып. 5.
- Хашин В. Е.* Основные этапы и общий характер эволюции литосферы.— В сб.: Очерк современной геохимии и аналитической химии. М., «Наука», 1972.
- Хашин В. Е.* Общая геотектоника. М., «Недра», 1973.
- Херасков Н. П.* Некоторые общие закономерности в строении и развитии земной коры. Избранные труды. М., «Наука», 1967.
- Щеглов А. Д.* Металлогения областей автономной активизации. Л., «Недра», 1968.
- Щеглов А. Д.* Металлогения срединных массивов. Л., «Недра», 1971.
- Шерба Г. Н.* Геотектоногены и рудные пояса. Алма-Ата, «Наука», 1970.
- Шейнманн Ю. М.* Очерки глубинной геологии. М., «Недра», 1968.
- Янишин А. Л.* Проблема срединных массивов. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., вып. 5, 1965.
- Dickinson W. R., Hatherton T.* Andesitic volcanism and seismicity around the Pacific.— Sci., v. 157, No. 4, 1967.
- Lipman P. W., Prostka H. J., Christiansen R. L.* Cenozoic volcanism and plate-tectonic evolution of the Western United States.— Phil. Trans. R. Spec. London, A-271, part 1. Early and middle cenozoic. 1972, p. 217—248.
- Symposium «Volcanism and Metallogensis». Abstracts, Guidebook, Bucharest, 1973, 157 p.

УДК 551.2+551.244.3

А. В. РАЗВАЛЯЕВ

ЭНДОГЕННЫЕ РЕЖИМЫ, ПРЕДШЕСТВУЮЩИЕ РИФТОГЕНЕЗУ

Континентальный рифтогенез активно развивается в тех областях Земли, в которых к моменту его проявления мантия оказалась наиболее разогретой, термически «расшатаанной». В максимальной степени такие условия создаются при прогрессивно-рекуррентном типе дорифтового эндогенного режима, характеризующемся длительным, повторно-возвратным возбуждением мантии, проявленным в генерации разноглубинных мантийно-коровых и коровых магм. Сходство эндогенных режимов дорифтового и рифтового этапов предполагает унаследованность и предопределенность континентального рифтогенеза.

В последние годы в изучении проблемы континентального рифтогенеза становится очевидной необходимость поисков закономерностей связей рифтогенеза с предшествующими этапами развития, т. е. выдвигается проблема детерминированности и характера унаследованности континентального рифтогенеза. Все больше исследователей склоняется к тому, что рифтогенез не является случайным в эволюции земной коры, что рифтовые структуры формируются в областях со специфическим геологическим строением и историей. Впервые на это обратил внимание В. Е. Хаин (1969), отметив связь рифтогенеза со своеобразными поясами позднепротерозойской тектоно-магматической активизации, испытавшими повторный орогенез и метаморфическую регенерацию. В. Е. Хаиню особо подчеркнуто то обстоятельство, что эти пояса в фанерозое явились ареной континентального рифтогенеза.

Позднее на своеобразии этих поясов также указывали Н. А. Божко (1970, 1978), Е. А. Долгинов, В. М. Моралев, В. П. Поникаров (1973), акцентировавшие внимание на предрасположенности их к рифтогенезу и пограничном положении в ряду континент — океан.

Большое значение в раскрытии закономерностей связи континентального рифтогенеза с предшествующей историей имеют работы В. В. Белоусова (1974, 1978_{1, 2}); Е. Е. Милановского (1970, 1976 и др.), выделяющего стадию «созревания» кайнозойских рифтов; Н. А. Флоренсова, Н. А. Логачева (1975); Н. А. Флоренсова и др. (1977), Н. А. Божко (1970, 1978), Н. А. Логачева (1975, 1977), А. Ф. Грачева (1977), Е. А. Долгинова, В. П. Поникарова, А. В. Разваляева (1977) о глубинной термальной активности и эволюции мантии областей континентального рифтогенеза. Зависимость рифтогенеза от структурной анизотропии фундамента рассматривается в работах А. Ф. Грачева (1973), С. И. Шермана (1975), С. М. Замараева и др. (1977), В. А. Наумова (1978), А. В. Разваляева, А. И. Кривцова, А. Н. Вишневого (1975), Е. Н. Исаева, А. В. Разваляева (1977) и др. Из зарубежных геологов эти вопросы в общих чертах затрагиваются в работах Ф. Дикси (1958), Р. Б. МакКоннела (McConnell, 1972, 1974) и др.

Таким образом, в настоящее время связь кайнозойского рифтогенеза с дорифтовым этапом его развития становится все более очевидной. Установлено, что кайнозойские рифты в своем развитии используют определенные структурные неоднородности земной коры (литосферы).

Являясь наложенными и в известной мере «автономными», они в то же время обнаруживают глубокую связь с предшествующим развитием областей рифтогенеза. В общих чертах уже известно, какие структурно-геологические условия наиболее предрасположены к рифтогенезу и для каких обстановок последний не типичен. Но мы все еще не знаем, почему одни рифты, заложившиеся, казалось бы, в сходных геолого-структурных условиях, достигли разной стадии своего развития. Например, степень «зрелости» Красноморского и Байкальского рифтов различна, хотя оба они развились на байкальском фундаменте меланократового состава, испытавшем многократную внегеосинклинальную тектоно-магматическую активизацию (Клитин, 1976; Божко, 1978). И хотя тезис о том, что щелочной и щелочно-ультраосновной магматизм предшествует рифтогенезу и является неотъемлемой частью его подготовительной стадии, справедлив, все еще не ясно, почему не всем областям развития щелочного и щелочно-ультраосновного магматизма сопутствовал рифтогенез. Какие процессы и сочетание каких условий, кроме указанных, необходимы для рифтогенеза, иными словами, каков оптимальный набор геологических обстановок или эндогенных режимов благоприятен для рифтогенеза.

Красноморская рифтовая зона является хорошим полигоном для выяснения этих вопросов, поскольку в дорифтовый этап ее развития широко проявлен негеосинклинальный магматизм — основной показатель эндогенных режимов, а кайнозойский рифт Красного моря достиг в своем развитии стадии новообразованной океанической коры.

В настоящей статье на примере в первую очередь Красноморской и других континентальных рифтовых зон показано, какие эндогенные режимы (обстановки) предшествовали кайнозойскому рифтообразованию. Сравнительно хорошо изученный и достаточно много обсуждавшийся в печати кайнозойский рифтогенный режим в ней не рассматривается, хотя и в нем еще много неясного и он заслуживает быть предметом самостоятельной статьи.

Прежде чем перейти к рассмотрению вопроса по существу, отметим, что в дорифтовый этап развития зоны (области) континентального рифтогенеза мы включаем все тектоно-магматические процессы, которые испытала эта зона (область) после формирования в ней зрелой континентальной коры. В рифтовом этапе нами выделяются предрифтовая и собственно рифтовая стадии в понимании Н. А. Флоренсова и Н. А. Логачева (1975). Следует сказать, что дорифтовый этап по своему содержанию полностью отвечает ранее выделенному нами предрифтовому этапу развития областей континентального рифтогенеза (Разваляев и др., 1975). Термину «дорифтовый» отдается предпочтение для того, чтобы избежать возможного отождествления предрифтового этапа с предрифтовой стадией (Флоренсов, Логачев, 1975), непосредственно предшествующей образованию рифта.

В развитии Красноморской рифтовой зоны на постгеосинклинальном этапе, последовавшем вслед за консолидацией верхнепротерозойского (гринвильского) подвижного Красноморско-Мозамбикского пояса выделяются три основных этапа негеосинклинальной тектоно-магматической активизации.

1. Позднерифейско-венд-раннепалеозойский (770—450 млн. лет).
2. Позднепалеозойско-кайнозойский (до эоцена) (290—50 млн. лет).
3. Кайнозойский (эоцен-четвертичный) (50—25 млн. лет и до настоящего времени).

Первые два этапа проявились до образования рифта Красного моря, и их можно рассматривать в качестве подготовительных, или дорифтовых, третий является типичным рифтогенным. Для дорифтовых этапов активизации Красноморской зоны характерно образование щелочно-габброидной (кольцевые интрузии щелочных габбро, сиенитов, нефелино-

вых сиенитов; щелочные оливиновые базальты, трахиты, бостониты и др.), толеит-базальтовой (трапповой) («расслоенные» интрузии габбро-норитов, анортозитов; толеитовые базальты, дайки долеритов и диабазов) и щелочно-гранитоидной (субщелочные биотитовые и щелочные рибекитовые граниты) формаций (рис. 1). Карбонатитовый магматизм проявился в венде в ассоциации с пироксенитами, дунитами и габбро-эссекситами и в мелу, образуя альбитит-карбонатитовый комплекс Синайского полуострова. Дорифтовый глубинный базальтоидный (щелочной и толеитовый) магматизм отмечается на следующих возрастных уровнях: 770—450, 290, 250, 185, 120 и 80 млн. лет. Чередующийся или

одновременный с ним щелочно-гранитоидный магматизм корового уровня генерации также характеризуется длительностью и установлен на следующих возрастных рубежах: 570—450, 185, 120 и 50 млн. лет.

Из сказанного видно, что образованию кайнозойского рифта Красного моря предшествовала длительная, многоактивная негеосинклинальная тектономагматическая активизация. Активизация имела как бы «сквозной» характер. Лишь за исключением конца среднего палеозоя (*S—D*) и начала позднего палеозоя (*C*), когда отмечается эпоха значительного ее затишья, эпохи повышенной активности магматизма проявились в позднем рифее — венде, кембро-ордовике, перми, юре, мелу и палеогене. В течение всего этого времени происходила периодическая смена глубинности генерации магм. Магматический процесс протекал как бы пульсационно. Древние эпохи активизации являются более длительными, а молодые кратковременными, но частыми. При этом возрастные рубежи эпох магматической активности совпадают или близки с границами глобальных тектонических периодов.

Для дорифтового базальтоидного магматизма устанавливается строгая пространственная локализация. Он проявился исключительно в обрамлении современного рифта Красного моря. Ареал его развития в плане имеет форму овала, с длинной осью которого совпадает рифтовая впадина (рис. 2).

Устойчивое развитие и пространственная локализация дорифтового базальтоидного магматизма в зоне будущего рифта Красного моря позволяет рассматривать его как проявление начальных стадий активизационного процесса, трассирующего ранние очаги возбуждения мантии.

Таким образом, характерной особенностью магматизма Красноморской рифтовой зоны на дорифтовом этапе развития является многократное чередование пород щелочно-ультраосновной, щелочно-габброидной и толеит-базальтоидной (трапповой) формаций — слабодифференцированных продуктов глубинных мантийно-коровых магм и щелочно-границы

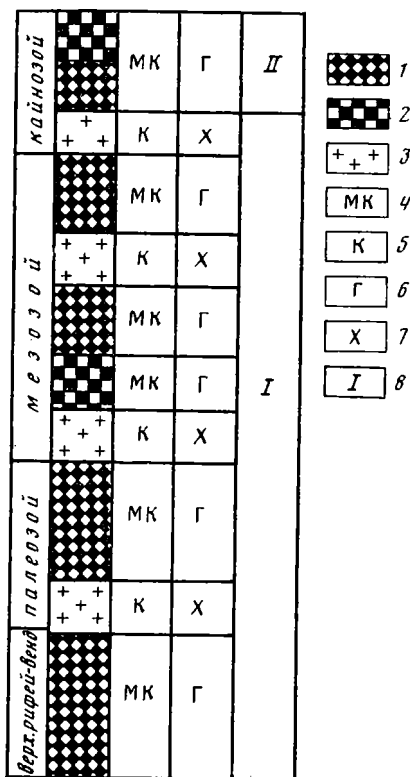
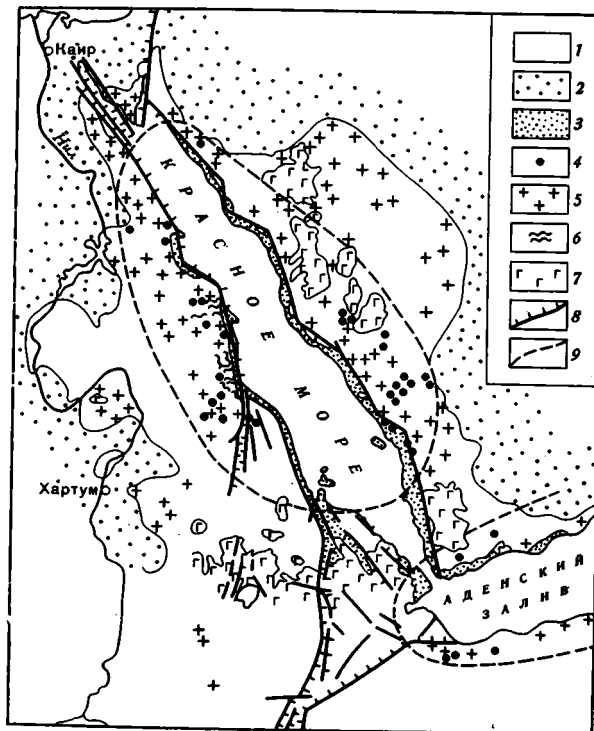


Рис. 1. Вертикальный ряд магматических формаций Красноморской зоны

Формации: 1 — щелочно-габброидная (щелочно-базальтоидная), 2 — толеит-базальтоидная, 3 — щелочно-гранитоидная; типы магм: 4 — мантийно-коровые, 5 — коровые; энергетическое состояние мантии: 6 — горячее, 7 — холодное; 8 — этапы развития (I — дорифтовый, II — рифтовый)

Рис. 2. Схема размещения дорифтового магматизма Красноморско-Аденской рифтовой зоны 1 — докембрийские комплексы Аравийско-Нубийского щита, 2 — фанерозойский платформенный чехол, 3 — кайнозойские отложения рифтовых впадин, 4 — интрузии щелочных и «расслоенных» габбро, 5 — интрузии щелочно-гранитоидной формации, 6 — дайки долеритов и диабазов, 7 — кайнозойские базальты, 8 — разломы, 9 — ареал развития дорифтового базальтоидного магматизма



тоидной формации корового уровня генерации магмы (Бородин, 1974).

Вертикальный ряд магматических формаций дорифтовой стадии отражает смену во времени эндогенных режимов различной глубинности и дает представление об их динамике и температурном состоянии коры и мантии. В периоды базальтоидного магматизма мантия являлась наиболее разогретой и способной для выплавления основных магм. Формирование же пород щелочно-гранитоидной формации указывает на подъем температурного фронта и образование коровых палингенных магм (Бородин, 1974). Мантия в последнем случае может оставаться на более низком энергетическом уровне, недостаточном для выплавления мантийных магм. Следовательно, в эволюции дорифтового этапа Красноморской рифтовой зоны можно выделить эпохи повышенного и пониженного разогрева мантии, т. е. эпохи температурного возбуждения и спокойствия, отвечающие возбужденным и спокойным эндогенным режимам (Белоусов, 1978₁).

Анализ вертикального формационного ряда дорифтового этапа развития Красноморской зоны выявляет высокую температурную неустойчивость глубинных недр на уровне мантии, проявленную в смене эндогенных режимов и их пульсационном характере. Геодинамическая обстановка в мантии характеризовалась неоднократным ритмичным перемещением зоны генерации магмы по вертикали. Эндогенное возбуждение мантии может быть связано с зарождением и начальными стадиями существования глубинного очага генерации магмы, близкого или сходного с тектонофером¹ Ю. М. Шейнманна (1976₁), его ростом и периодическим разогревом мантии — процессом, природа которого еще не понятна. В пользу подобной связи косвенно свидетельствует существ-

¹ Хотя схема эволюции тектонофера была разработана Ю. М. Шейнманном применительно к геосинклиналям, она может быть использована и для объяснения прогрессивного разогрева мантии областей внегеосинклинальной активизации.

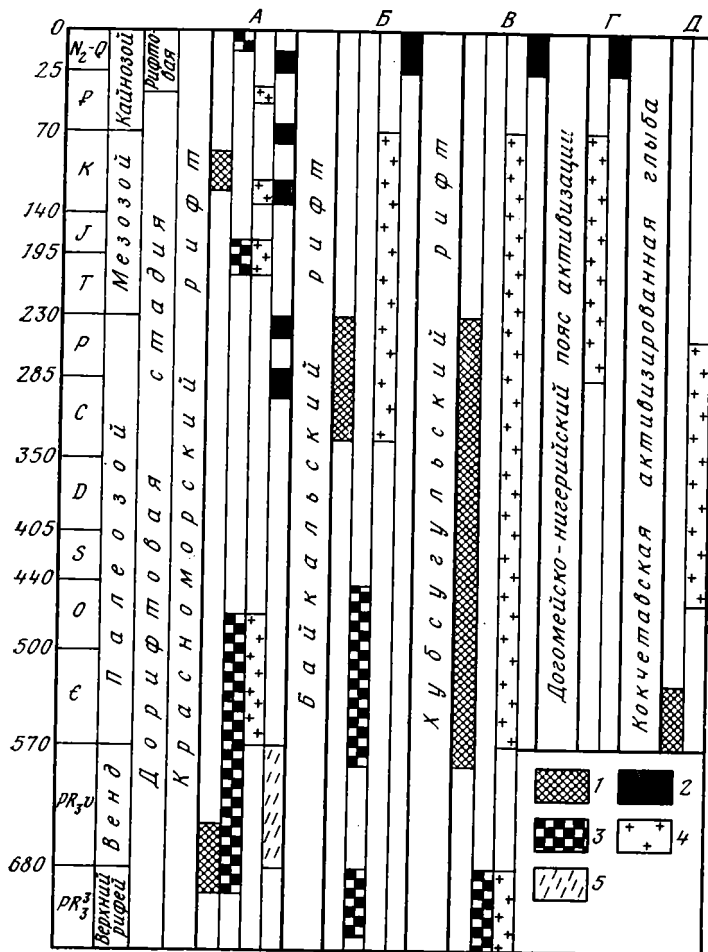


Рис. 3. Дорифтовые формационные ряды зон континентального рифтогенеза

Формации: 1 — щелочно-ультраоснования, 2 — щелочно-габброидная (щелочно-базальтоидная), 3 — толеит-базальтоидная, 4 — щелочно-гранитоидная, 5 — дайковые серии (долериты, диабазы)

венно основной (базальтоидный) тип генерируемых на этом этапе магм, характерных и для развития тектонофера (Шейнманн, 1976₂). Поверхностное выражение тектонофера, по-видимому, зависит как от первичных неоднородностей мантии, так и от структурной анизотропии литосферы.

Важно отметить, что возбужденный эндогенный режим является характерным (типичным) и для собственно рифтовой стадии кайнозойского рифтогенеза, выделяемого рядом исследователей в тип базальтоидной активизации (Нагибина и др., 1975; Нагибина, 1977). Из этого можно сделать вывод о том, что как для дорифтового, так и для рифтового этапов активизации свойствен сходный эндогенный режим и что длительное устойчивое проявление однотипных эндогенных режимов свидетельствует об унаследованном их развитии в областях эпиплатформенного континентального рифтогенеза. Эндогенный режим собственно рифтовой стадии является как бы оптическим завершением дорифтового, отвечая конечной стадии направленной эволюции эндогенных режимов областей континентального рифтогенеза.

Не является ли эта особенность эволюции эндогенных режимов характерной лишь для Красноморского рифта, т. е. для рифтов, далеко зашедших в процессе деструкции континентальной коры? Для того чтобы ответить на этот вопрос, сопоставим эндогенные режимы дорифтового этапа (рис. 3) Красноморского рифта с эндогенными режимами других эпиплатформенных рифтовых зон — Байкальской, Догомейско-Нигерийской, отвечающих различным стадиям развития кайнозойского рифтогенеза, и Казахстанской области активизации (Кокчетавская глыба).

В Байкальской рифтовой зоне, фундамент которой завершил геосинклинально-орогенное развитие в венде — раннем кембрии (Клитин, 1976), негеосинклинальный активизационный магматизм дорифтовой стадии проявился в раннем и позднем палеозое, мезозое (Андреев, 1975; Гордиенко, 1976).

К проявлениям раннепалеозойской активизации относятся интрузии габбро-диабазов бирамынского комплекса. В позднем палеозое образовались массивы щелочной и щелочно-ультраосновной формаций, локализуемых в двух зонах. Зона развития щелочной формации в форме кольцевых интрузий сыннырского комплекса проходит по оси Байкальского рифта и прослеживается на его продолжении в Северном Прибайкалье не менее чем на 400 км. Она включает такие массивы щелочных пород, как Бурпала, Сыннырский, Акитский и др. Возраст Сыннырского массива 300—350 млн. лет (Андреев, 1975). Другую зону образуют массивы щелочно-ультраосновных пород Сайженского комплекса Витимского плоскогорья. Возраст Сайженского массива 330 млн. лет. Массивы щелочно-гранитоидной формации (алданский, верхнеангарский, куналейский и другие комплексы) развиты значительно шире во всей Байкальской зоне тектоно-магматической активизации.

Из сказанного следует, что на дорифтовом этапе активизации в Байкальской рифтовой зоне магматизм мантийного уровня генерации проявился дважды (в раннем и позднем палеозое). Кроме того, активизационные процессы здесь проявились и на более ранних этапах развития. Так, в позднем рифее в Северном Прибайкалье формировались узкие (50—60 км), рифтоподобные трогии типа Олоkitского, выполненные мощными (до 10—15 км) обломочными фациями и вулканитами бимодальной серии, обладавшие простираниями, сходными с кайнозойскими рифтами (Клитин, 1976; Балханов, 1976), а в среднем протерозое — вулканические пояса негеосинклинального типа. В позднем же протерозое в Северном Прибайкалье располагался Байкало-Муйский пояс титаноносных гипербазит-базитовых интрузий, контролировавшихся зонами разломов глубинного заложения. Давыренская ветвь этого пояса включает одноименный комплекс никеленосных габбро-перидотитовых интрузий платформенного типа. Все это указывает на высокую тектоническую активность Байкальской рифтовой зоны на дорифтовом этапе ее развития.

Сходная обстановка устанавливается и для Хубсугульского рифта Северной Монголии (Ильин, Волков, 1978). По данным А. В. Ильина, кайнозойскому рифту оз. Хубсугул предшествовало образование позднерифейского Дархато-Хубсугульского рифта субмеридионального простирания. Кайнозойский Хубсугульский рифт унаследовал это простирание. Формирование Дархато-Хубсугульского позднерифейского рифта сопровождалось внедрением интрузий щелочных пород, дифференцированных габброидов и излиянием вулканитов бимодальной серии (Ильин, 1978). В палеозое эта область служила ареной щелочного магматизма (калиевые граниты, сиениты, нефелиновые сиениты, уртиты). В мезозое вдоль древних разломов внедрились субщелочные редкометалльные граниты. Таким образом, образованию кайнозойского Хубсугульского рифта предшествовало двукратное проявление возбужденного режима мантии: в позднем рифее и палеозое.

В Дагомейско-Нигерийском поясе активизации кайнозойскому щелочно-базальтоидному магматизму предшествовало образование кольцевых интрузий щелочно-гранитоидной формации, распространенных в субмеридиональном поясе протяженностью 1500 км при ширине до 200 км. Возраст интрузий изменяется от юрского (160 млн. лет) на юге (Нигерия, Нигер) до среднего палеозоя (295 млн. лет) на севере в Алжире (Аир). Вдоль Камерунского линеамента щелочно-гранитоидные массивы имеют третичный возраст. Таким образом, в Дагомейско-Нигерийском поясе негеосинклинальной кайнозойской базальтоидной активизации рифтового типа предшествовал щелочно-гранитоидный магматизм, который характерен для сводово-глыбовых поднятий и не типичен для зон континентального рифтогенеза (Милановский, 1976). По нашему мнению, он является сопутствующим, но не определяющим типом магматизма областей рифтогенеза.

Для сравнения на рис. 3 помещен формационный ряд Кокчетавской глыбы Казахстанской области активизации. Кокчетавская глыба относится к области каледонской тектоно-магматической активизации (Летников и др., 1975). В пределах глыбы активизационные процессы развились вдоль узких шовных зон длительного развития. С последними связаны проявления ультраосновных — щелочных пород (550 млн. лет), интрузии биотитовых и колумбитоносных гранитов (470—250 млн. лет). Эти данные указывают на существование в кембрии возбужденного состояния мантии и в пределах Кокчетавской глыбы.

Примеры существования дорифтовых эндогенных режимов в областях континентального рифтогенеза можно было бы продолжить, но мы остановимся лишь на рифте Святого Лаврентия в Канаде и палеорифте р. Черной во Вьетнаме. Образованию рифта Святого Лаврентия в мелу(?) и палеогене предшествовал щелочной и основной магматизм, развитый в зоне пересечения рифта с грабеном Оттава (Филпотс, 1976). Этот магматизм, выделяемый в щелочную провинцию Монтериджиян, проявился на четырех возрастных рубежах от позднего рифея до мезозоя (820—1000, 565, 450 и 110 млн. лет). Следовательно, образованию рифта Святого Лаврентия также предшествовало длительное прерывистое эндогенное возбуждение мантии.

Палеорифтовая структура р. Черной изучена в последнее время Ю. Г. Гатинским (1978). Сводообразованию в поздней перми и образованию рифтоподобного прогиба в раннем и среднем триасе здесь предшествовал раннепермский этап внедрения интрузий расслоенных габбро с сульфидно-никелевой минерализацией и даек диабазов. Таким образом, хотя рифтообразованию предшествовало лишь одноактное возбуждение мантии, тем не менее рифтогенез проявился достаточно интенсивно, что, на наш взгляд, может объясняться коротким интервалом времени (25—30 млн. лет) между эпохами дорифтового и собственно рифтового возбуждения мантии.

При сравнении формационных рядов отчетливо намечается, что активизационные области от типично рифтовых до безрифтовых резко изменяются по характеру дорифтовых эндогенных режимов. Прежде всего в формационном ряду от А к Д (см. рис. 3) происходит упрощение эндогенного режима и однонаправленная его эволюция. Эндогенный режим дорифтового этапа в этом направлении, эволюционируя, становится менее глубинным и, поднимаясь, как бы отрывается от своего мантийного источника. В Красноморско-Аденской рифтовой зоне эндогенный режим постоянно поддерживает свой энергетический потенциал, и к кайнозою мантия как бы «не успевает» остынуть.

Из анализа формационных рядов и связанных с ними эндогенных режимов следует, что наибольшей «рифтогенностью» обладают области, характеризующиеся на дорифтовом этапе развития наиболее разогретым, термическим возбужденным состоянием мантии, что достигается

длительным повторно-возвратным пульсационным ее разогревом. Как показано выше, ближе всего такой геодинамической обстановке отвечает эволюция эндогенного режима Красноморской рифтовой зоны (А). Термическая «расшатанность» мантии Красноморской рифтовой зоны по меньшей мере в 3 раза выше, чем в Байкальской зоне. Глубинный базальтоидный и щелочно-ультраосновной магматизм здесь проявился на шести возрастных рубежах (см. рис. 1).

На примере формационных рядов нами выделяются следующие эволюционные типы эндогенных режимов континентальных рифтовых зон: 1) полный, или прогрессивно-рекуррентный² (прогрессивный применительно к деструкции континентальной коры, рекуррентный, т. е. возвратный режим возбуждения мантии) — Красноморский и Аденский рифты (А); 2) редуцированный — Байкальский, Восточно-Африканские рифты (Б, В) и 3) зарождающийся, или начальный, — Дагомейско-Нигерийский рифтовый пояс (Г) (см. рис. 3).

Сопоставление формационных рядов показывает, что для кайнозойского рифтогенеза наиболее благоприятными оказались те обстановки, в которых рифтогенному базальтоидному режиму предшествовала базальтоидная же активизация, причем с наименьшим перерывом во времени. Можно предполагать, что, возможно, поэтому наряду с другими причинами кайнозойский рифтогенез не проявился в Кокчетавской глыбе. Однако тот факт, что мантия Кокчетавской глыбы была возбуждена (активизирована) в раннем палеозое, позволяет предполагать, что рифтогенный режим для этой области не противопоказан.

Из сказанного выше следует, что прогрессивно-рекуррентный эндогенный режим обеспечивает максимальную подготовку («созревание») литосферы для рифтогенеза. Главнейшей его особенностью является длительное пульсационное возбуждение («расшатывание») мантии, проявленное в повторном генерировании глубинных мантийно-коровых щелочно-ультраосновных и основных магм и коровых гранитоидных магм. По нашему мнению, прогрессивно-рекуррентному эндогенному режиму принадлежит ведущая роль в классе рифтовых эндогенных режимов.

Приняв за своего рода эталон прогрессивно-рекуррентного эндогенного режима Красноморскую рифтовую зону и введя в его характеристику количественные параметры: общую длительность, количество ритмов эпох возбужденного развития и их продолжительность, интенсивность температурного градиента возбуждения мантии и др., можно с определенной долей условности оценить скорость деструкции континентальной коры. Сопоставив эти параметры с другими зонами континентального рифтогенеза, можно подойти к вопросу определения степени их «рифтогенности» и к проблеме прогнозирования процесса континентального рифтогенеза в эволюции Земли.

Формационный анализ дорифтового этапа позволяет по-новому оценить роль щелочного магматизма в континентальном рифтообразовании. Известно, что щелочной магматизм предшествует рифтообразованию и его сопровождает. Но как становится очевидным, эта связь не универсальна и кайнозойское (а возможно, и более древнее) рифтообразование не находится в прямой зависимости от масштабов предшествовавшего ему щелочного магматизма. Масштабы, например, щелочного магматизма в Красноморской рифтовой зоне заметно уступают Восточно-Африканским рифтам, тогда как кайнозойское рифтообразование здесь более мощное как по размерам, так и по глубинной переработке литосферы. Это же касается и Байкальской рифтовой зоны, где роль щелочного магматизма также ограничена. Этих примеров достаточно, чтобы

² Термин «рекуррентный» заимствован из работы В. Е. Хаина (1965), применившего его для повторно-орогенически развивающихся областей.

убедиться в том, что щелочной магматизм является характерным, но не определяющим в дорифтовой истории развития зон континентального рифтогенеза.

В заключение следует сказать, что проблема выделения дорифтовых эндогенных режимов затрагивает многие аспекты рифтогенеза, в частности взаимоотношение этих режимов в пространстве и времени. Не рассматривая эти вопросы в настоящей статье, отметим лишь сосредоточенный характер проявления эндогенного режима Красноморской рифтовой зоны, суть которого состоит в том, что продукты возбужденных режимов локализуются вдоль оси активизационной зоны (см. рис. 2), тогда как ареал распространения щелочно-гранитоидного магматизма корового уровня генерации магм значительно шире. Такая сосредоточенная эндогенная активность продолжается и на рифтовой стадии при образовании грабена и осевого трога, в пределах которого мы видим современное проявление возбужденного режима мантии: высокий тепловой поток, сейсмическая активность, горячие металлонесные рассолы, слабо дифференцированный толеитовый вулканизм и др.

Направленное развитие эндогенных режимов на дорифтовом этапе и естественное их завершение в рифтовую стадию можно рассматривать как признак детерминированности кайнозойского рифтогенеза. Этот вывод, как нам кажется, затрагивает одну из глобальных проблем — проблему образования молодых океанов, поскольку и в них отчетливо проявляется во времени та же тенденция фокусирования эндогенных режимов в срединно-океанических рифтовых хребтах. Подобная общность проявления эндогенных режимов в рифтовых зонах континентов и океанов и представление о континентальных, межконтинентальных и океанических рифтах как о различных стадиях единого процесса деструкции континентальной коры (Хаин, 1973; Милановский, 1976; Грачев, 1977; Хаин, Левин, 1978) позволяет утверждать, что образование океанических рифтов было предопределено древними эндогенными режимами, следы которых сохранились в окраинно-континентальных подвижных поясах.

ВЫВОДЫ

1. Кайнозойский эпиплатформенный рифтогенез наиболее активно развивается в тех областях земной коры, мантия которых к моменту его проявления оказалась наиболее разогретой, термически «расшатанной». Наивысшей степенью рифтогенеза обладают участки земной коры, прошедшие прогрессивно-рекуррентный тип эндогенного режима.

2. Однотипность возбужденных режимов развития мантии на дорифтовом и собственно рифтовом этапах эпиплатформенного рифтогенеза может рассматриваться в качестве признака унаследованности и предопределенности рифтогенеза от более древних эндогенных режимов.

Автор глубоко признателен В. Е. Хаину и В. П. Поникарову за ценные советы и рекомендации при подготовке статьи к печати.

Литература

- Андреев Г. В.* Особенности строения и металлогении верхнепалеозойских зон тектоно-магматической активизации в Северном Прибайкалье и на Витимском плоскогорье.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, вып. XI. М., «Наука», 1975.
- Балханов В. В.* Основные черты эволюции тектоно-магматических этапов Северного Прибайкалья.— В кн.: Тектоника Сибири. т. 7. М., «Наука», 1976.
- Белоусов В. В.* Об эндогенных режимах материков.— Геотектоника, 1974, № 3.
- Белоусов В. В.* О глубинных источниках эндогенных режимов.— Вестн. МГУ. Геология, 1978, № 1.
- Белоусов В. В.* Эндогенные режимы континентов. М., «Мир», 1978.
- Божко Н. А.* Мозамбикский пояс и некоторые особенности докембрийских активизированных зон Африки.— Геотектоника, 1970, № 6.
- Божко Н. А.* Историко-геологическое изучение субстрата континентальных рифтовых зон и предопределенность рифтогенеза.— В сб.: Тектоника и сейсмичность континентальных рифтовых зон. М., «Наука», 1978.

- Бородин Л. С. Формации щелочных пород.— В кн.: Главнейшие провинции и формации щелочных пород. М., «Наука», 1974.
- Гатинский Ю. Г. Пермь и триас юго-восточной части Азиатского континента.— Изв. вузов. Геология и разведка, 1978, № 11.
- Гордиенко И. В. Средне- и верхнепалеозойский негеосинклинальный магматизм Саяно-Байкальской горной области.— В кн.: Тектоника Сибири, т. 7. М., «Наука», 1976.
- Грачев А. Ф. Трешиноватость Байкальской рифтовой зоны.— В сб.: Планетарная трешиноватость. Изд-во ЛГУ, 1973.
- Грачев А. Ф. Рифтовые зоны Земли. Л., «Недра», 1977.
- Дикси Ф. Великие Африканские разломы. М., Изд-во иностр. лит., 1958.
- Долгинов Е. А., Моралев В. М., Поникаров В. П. О типах раннедокембрийских структур.— Геотектоника, 1973, № 2.
- Долгинов Е. А., Поникаров В. П., Развалляев А. В. Ранние стадии развития зон рифтогенеза.— В сб.: Континентальный рифтогенез. М., «Советское радио», 1977.
- Замараев С. М., Ружич В. В., Мазукабзов А. М., Рязанов Г. В., Васильев Е. П. О связи молодых континентальных рифтов с древними тектоническими структурами.— В сб.: Континентальный рифтогенез. М., «Советское радио», 1977.
- Ильин А. В. Вендско-кембрийские базальтоиды Северной Монголии.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1978, № 5.
- Ильин А. В., Волков Р. И. Верхнерифейский Дархатско-Хубсугульский рифт.— Докл. АН СССР, 1978, т. 238, № 6.
- Исаев Е. Н., Развалляев А. В. О соотношении рифтогенного и дорифтового структурных планов (на примере Красноморского рифта).— Геотектоника, 1977, № 2.
- Клигин К. А. Проблема «фундамента» Байкальской складчатой области.— В кн.: Тектоника Сибири, т. 7. М., «Наука», 1976.
- Летников Ф. А., Зорин Ю. М., Заячковский А. А. Роль зон активизации в формировании оруденения на Кокчетавской глыбе (Северный Казахстан).— В сб.: Закономерности размещения полезных ископаемых, вып. XI. М., «Наука», 1975.
- Логачев Н. А. О соотношении магматизма и тектоники при рифтовом режиме активизации материалов.— В сб.: Байкальский рифт. Новосибирск, «Наука», 1975.
- Логачев Н. А. Вулканогенные и осадочные формации рифтовых зон Восточной Африки. М., «Наука», 1977.
- Милановский Е. Е. Основные черты строения и формирования рифтовой системы Восточной Африки и Аравии.— Вестн. МГУ, Геология, 1970, № 2.
- Милановский Е. Е. Рифтовые зоны континентов. М., «Недра», 1976.
- Нагибина М. С., Хаин В. Е., Яншин А. Л. Типы структур тектоно-магматической активизации и закономерности их развития.— В сб.: Закономерности размещения полезных ископаемых. М., «Наука», 1975, вып. XI.
- Нагибина М. С. Континентальный рифтогенез и вулканизм, сопровождающий его развитие.— В сб.: Континентальный рифтогенез. М., «Советское радио», 1977.
- Наумов В. А. Геологическая предыстория Байкальского рифта.— В сб.: Тектоника и сейсмичность континентальных рифтовых зон. М., «Наука», 1978.
- Развалляев А. В., Кривцов А. И., Вишневский А. Н. О ранних этапах развития Красноморской рифтовой зоны.— Геотектоника, 1975, № 6.
- Филпотс А. С. Провинция Монтериджиан.— В кн.: Щелочные породы. М., «Мир», 1976.
- Флоренсов Н. А., Логачев Н. А. К проблеме Байкальского рифта.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1975, т. 56, № 3.
- Флоренсов Н. А., Солоненко В. П., Пузырев Н. Н., и др. Байкальская рифтовая зона и другие зоны континентального рифтогенеза.— В сб.: Фундаментальное исследование наук о Земле. Новосибирск, «Наука», 1977.
- Хаин В. Е. Возрожденные (эпиплатформенные) орогенические пояса и их тектоническая природа.— Сов. геол., 1965, № 7.
- Хаин В. Е. Метаморфическая регенерация областей повторного орогенеза и проблема новообразованная океанических впадин.— Геотектоника, 1969, № 3.
- Хаин В. Е. Общая геотектоника. М., «Недра», 1973, изд. 2.
- Хаин В. Е., Левин Л. Э. Тектонические типы окраинных и внутренних морей с океанической и субокеанической корой.— Вестн. МГУ. Геология, 1978, № 6.
- Шейнманн Ю. М. Некоторые черты связей магмы и тектоники.— Избр. тр. Тектоника и магматизм. М., «Наука», 1976.
- Шейнманн Ю. М. Тектоника верхов мантии под геосинклиналями и островными дугами.— Избр. тр. Тектоника и магматизм. М., «Наука», 1976.
- Шерман С. И. Разломы Байкальской рифтовой зоны. Автореф. докт. дис. Новосибирск. Ин-т геол. и геоф., 1975.
- McConnel R. B. Geological Development of the Rift System of Eastern Africa.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1972, v. 83.
- McConnel R. B. Evolution of Taphrogenic Lineaments in Continental Platforms.— Geol. Rundsch., 1974, Bd. 63, No. 2.

ВНИИЗарубежгеология,
Москва

Статья поступила:
28 марта 1979 г.

УДК 551.24. (575.32)

Б. Р. ПАШКОВ, В. А. ШВОЛЬМАН

РИФТОГЕННЫЕ ОКРАИНЫ ТЕТИСА НА ПАМИРЕ

В конце перми в результате раскола и раздвижения краев континентальной плиты между Центральным и Южным Памиром образовался бассейн океанического типа. С юга и севера он был ограничен по-разному развивавшимися континентальными склонами. Для северного склона характерен обильный и длительный вулканизм с излиянием лав, недосыщенных кремнеземом и обладающих составом, промежуточным между щелочными и толеитовыми базальтами. На южном склоне после раскола плиты вулканизм не проявлялся. Сходное развитие обнаруживают некоторые участки Альпийской складчатой области на востоке Средиземноморья. Континентальные склоны первого типа могут быть отнесены к вулканическим рифтогенным окраинам континентов.

Достигнутые за последние годы успехи в изучении строения дна океанов позволили обнаружить фрагменты их палеоаналогов в структурах континентов (Пейве, 1969). В Геологическом институте АН СССР была разработана новая теория геосинклинального процесса (Пейве и др., 1972, 1976). Согласно этой теории, в ходе геосинклинального развития происходит преобразование океанической коры в континентальную.

Как признают авторы новой теории, наиболее сложной и слабо изученной является начальная стадия геосинклинального развития, в частности процесс рождения океанических структур при раздвижении континентальных плит (рифтогенный этап). Это связано с тем, что формации рифтогенного этапа сходны с некоторыми образованиями завершающего орогенного этапа континентальной стадии.

Первую попытку типизировать структуры рифтогенного этапа сделал В. Н. Пучков (1974, 1976). Он ввел понятие «рифтогенная окраина континента». Рифтогенная окраина возникает при раскалывании континентальной плиты и обладает рядом характерных особенностей. Однако весьма вероятно, что созданная В. Н. Пучковым модель не исчерпывает всего разнообразия типов развития рифтогенных окраин континентов.

С этой точки зрения несомненный интерес представляет история позднепалеозойского и мезозойского развития Центрального и Южного Памира, особенно так называемой Рушанско-Пшартской зоны. Впервые эта зона в качестве самостоятельной структурно-формационной единицы была выделена В. И. Дроновым в 1964 г. Она состоит из трех разобщенных участков: Рушанского на западе, Пшартского в центре и Дункельдыкского на востоке (рис. 1).

В современной структуре рассматриваемая зона ограничена надвигами. Северный надвиг известен под названием Рушанско-Пшартского (Бархатов, 1963; Дронов, 1963). Южный состоит из трех разломов (с запада на восток): Гунтского (Бархатов, 1959) или Штамского, Северо-Мургабского и Дункельдыкского (Дронов, 1965). Система южных разломов составляет Мургабский надвиг.

С. В. Руженцев (1968) установил значительные горизонтальные перекрытия по Рушанско-Пшартскому и Северо-Мургабскому надвигам.

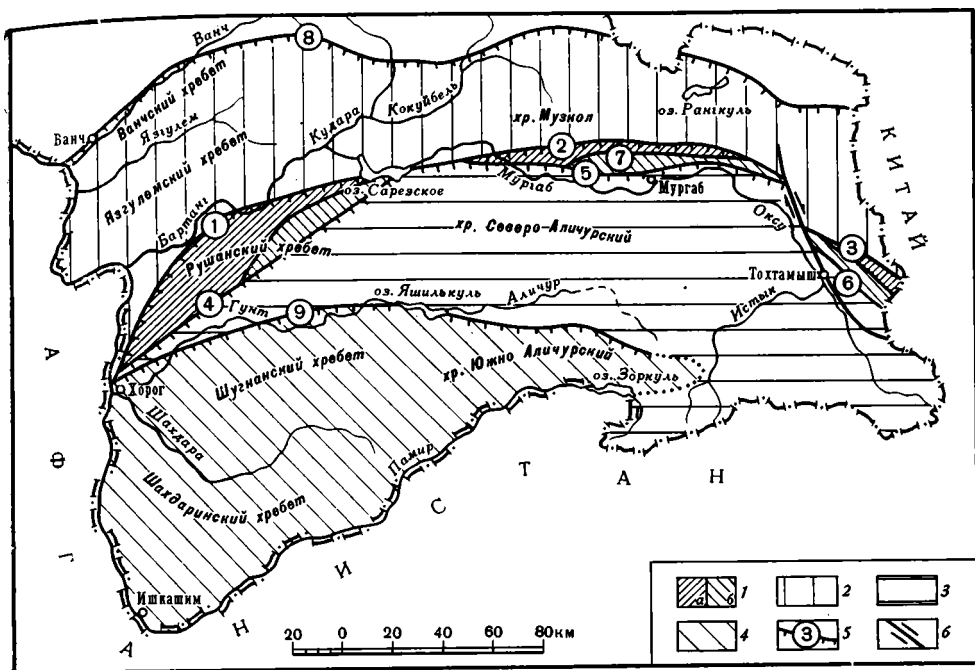


Рис. 1. Схема расположения Рушанско-Пшартской зоны в системе складчатых сооружений Центрального и Южного Памира
 1 — Рушанско-Пшартская зона (а — Западно-Пшартская подзона, б — Восточно-Пшартская подзона); 2 — Центральный Памир; 3 — Юго-Восточный Памир; 4 — Юго-Западный Памир; 5 — границы структурно-формационных зон и подзон; 6 — Калакташский сдвиг. Цифры в кружочках: 1—3 — Рушанско-Пшартский надвиг (1 — Рушанский надвиг, 2 — Пшартский надвиг, 3 — Агаджанский надвиг); 4—6 — Мургабский надвиг (4 — Штамский разлом, 5 — Северо-Мургабский надвиг, 6 — Дункельдыкский надвиг); 7 — Караджилгинский надвиг; 8 — Танимасский надвиг; 9 — Гунт-Аличурский надвиг

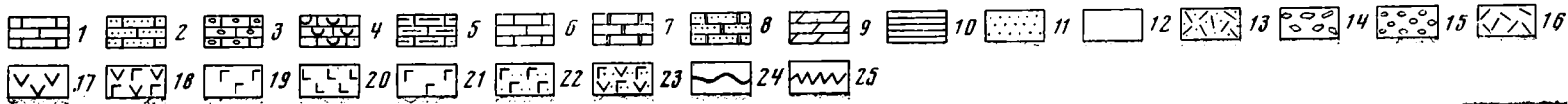
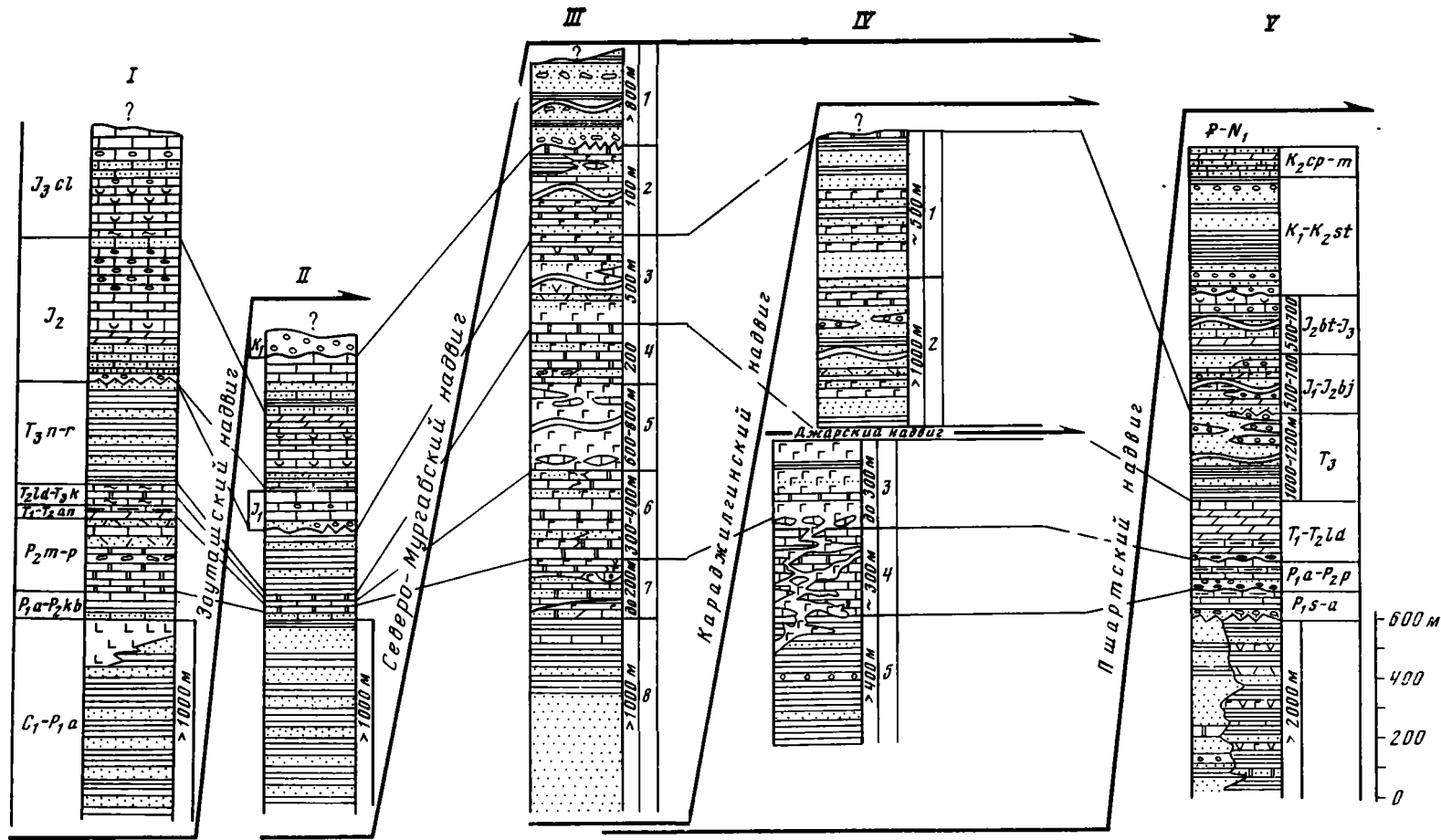
Перемещение северного края Юго-Восточного Памира по Мургабскому надвигу привело местами к полному перекрытию отложений Рушанско-Пшартской зоны (см. рис. 1). Разобшение Пшартского и Дункельдыкского участков Рушанско-Пшартской зоны обусловлено смещением к северо-западу первого из них по Калакташскому сдвигу (Руженцев, Швольман, 1963).

Таким образом, конфигурация Рушанско-Пшартской зоны в современной структуре определяется позднейшими наложенными альпийскими тектоническими движениями.

Если современное тектоническое положение Рушанско-Пшартской зоны в системе складчатых сооружений Памира сейчас более или менее ясно, то ее палеотектоническое значение является по меньшей мере дискуссионным. Недостаточная изученность распространенных здесь толщ способствовала тому, что Рушанско-Пшартская зона обособлялась в качестве геоантиклинального поднятия, которое, начиная с юры, разделяло прогибы Центрального и Юго-Восточного Памира (Бархатов, 1963; Дронов, 1963, 1964 и др.).

Материалы, полученные в последнее время авторами, в совокупности с уже известными данными позволяют по-иному оценить не только роль Рушанско-Пшартской зоны, но также Центрального и Юго-Восточного Памира в палеотектоническом развитии этих зон в верхнем палеозое и мезозое.

В Рушанско-Пшартской зоне распространены два комплекса отложений, близких по возрасту, но заметно отличающихся по составу. Это



заставляет выделить в пределах зоны две структурно-формационные подзоны: Западно-Пшартскую и Восточно-Пшартскую (см. рис. 1).

В основании разреза **Западно-Пшартской подзоны** (рис. 2) обнажаются темно-серые глинисто-серицитовые сланцы с прослоями и линзами мелкозернистых песчаников и алевролитов, а также единичными горизонтами внутриформационных конгломератов.

Местами встречаются силлы и дайки спилито-базальтов. Видимая мощность этих пород, относящихся к карбону и нижней перми, около 400 м.

Верхняя часть каменноугольно-пермского разреза мощностью около 300 м сложена в разной степени измененными микрозернистыми, глинистыми, в средней части мелкообломочными фузулиновыми и криноидными известняками с единичными прослоями кремней. Известняки пронизаны дайками и силлами пикритовых базальтов и имеют обломочную структуру. Часто известняки представляют собой брекчию взламывания, возникшую при внедрении основных лав. Брекчия в разной пропорции содержит угловатые обломки тех и других пород. Известняковый горизонт обладает очень невыдержанной мощностью и местами выпадает из разреза.

Пермские известняки залиты основными лавами с редкими горизонтами туфов, глинистых и глинисто-кремнистых сланцев. Там, где лавы налегают на брекчированные известняки, они содержат в основании глыбы этих известняков, образующие горизонт мощностью 30—50 м. Лавы состоят из различно раскристаллизованных пикритовых базальтов, обычно испытавших амфиболитизацию, видимая мощность которых достигает 300 м. Возраст базальтов определяется по соотношению с пермскими известняками. Известняки не моложе начала поздней перми. Поэтому излияние лав, возможно, началось в конце перми, но продолжалось скорее всего и в триасе, подобно тому, как это происходило в Восточно-Пшартской подзоне.

На лавах залегают мощная толща преимущественно терригенных пород. Ее контакт с подстилающими отложениями повсеместно сорван. Нижняя часть толщи, видимой мощностью свыше 1000 м, сложена в основании темно-серыми кварц-полимиктовыми песчаниками. Зерна в песчаниках обычно слабоокатанные, угловатые, сцементированы глинисто-кремнистым, слюдястым или карбонатным цементом. В песчаниках есть прослой по 0,5—5 м глинисто-серицитовых сланцев, алевролитов и линзы внутриформационных конгломератов. Кроме того, встречаются пласты (от 1—2 до 10—15 м) лав и лавовых брекчий оливиновых базальтов и их туфов, а также зеленокаменноизмененных пикритовых базальтов. Здесь же есть редкие прослой кремнистых сланцев и кварцкераатофировых туфов. Эта часть толщи относится условно к верхнему триасу (по находкам мезозойских спор и следов ползания илоедов, аналогичных тем, которые распространены в датированных верхнетриасо-

Рис. 2. Схема сопоставления разрезов Пшартского участка Рушанско-Пшартской зоны и прилегающих районов Юго-Восточного и Центрального Памира

1 — микритовые известняки, 2 — детритусовые известняки, 3 — оолитово-водорослевые известняки, 4 — шламово-водорослевые известняки, 5 — доломиты и доломитизированные известняки, 6 — кремнистые известняки, 7 — радиоляриты, кремни и кремнистые сланцы, 8 — кремнисто-туфогенные микробрекчии, 9 — мергели, 10 — глинистые сланцы, 11 — песчаники и алевролиты, 12 — бокситоносные латериты, 13 — туфопесчаники, 14 — осадочные брекчии, 15 — конгломераты, 16 — дациты, 17 — андезиты, 18 — андезито-базальты, 19 — базальты, 20 — диабазы, 21 — базальтовые туфобрекчии; 22 — базальтовые туфы, 23 — андезито-базальтовые туфы, 24 — размывы, 25 — угловые несогласия. Юго-Восточный Памир (I—II): I — разрез промежуточного и караблесского типа, II — разрез окраинного и мынхаджирского типа (Расчленение..., 1976; Руженцев, 1968; Швольман, 1977), III — Восточно-Пшартская подзона, IV — Западно-Пшартская подзона, V — Центральный Памир (без отложений, распространенных в Акбайтальских породах (по Б. Р. Пашкову, В. М. Стебловой, а также «Расчленение...», 1976; Швольман, 1977).

вых породах Юго-Восточного Памира). Верхние примерно 500 м разреза также сложены в основном песчаниками кварц-полимиктового, полимиктового и вулканомиктового (обломки основных эффузивов) состава с железистым, карбонатно-железистым с примесью слюдки цементом и микробрекчиевой структурой. От подстилающих пород они отличаются более светлой (бурой с поверхности, светло-серой на изломе) окраской. В них содержатся пачки (по 5—10 м) глинистых, углисто-кремнистых сланцев и алевролитов. Здесь же имеются прослои (по 3—5 м) лав и пирокластов, аналогичных по составу тем, которые встречаются ниже. В самом верху разреза преобладают зеленые и фиолетовые глинисто-серицитовые, хлорит-серицит-кремнистые и железистокремнистые сланцы. В сланцах встречаются следы ползания тех же илоедов, что и в подстилающих породах. Поэтому данная часть разреза тоже отнесена к верхнему триасу.

Разрез **Восточно-Пшартской подзоны** также начинается терригенной толщей. В ней преобладают темно-серые, буроватые и зеленоватые песчаники полевошпат-кварцевого, полимиктового и известковистого состава. Зерна в песчаниках слабо окатаны и часто состоят из слюдистых и кремнистых сланцев. Цемент — серицит-хлоритовый, глинисто-кремнистый и карбонатно-слюдисто-железистый. Верхние 250—300 м разреза сложены аргиллитами с прослоями (по 0,5—1,5 м) мелкозернистых полимиктовых песчаников и глинистых гранулированных известняков с радиоляриями. Полная видимая мощность толщи превышает 1000 м. Накапливалась она на протяжении карбона и ранней перми, судя по гониатитам и спорам, встречающимся в ней.

Верхнепермские отложения согласно налегают на терригенную толщу и состоят из сложного чередования и взаимного замещения терригенных, карбонатных, кремнистых и эффузивных пород. Начинаются они переслаиванием зеленых кремнисто-туфогенных микробрекчий, кремнистых сланцев с радиоляриями и серых мелкозернистых известняков, также содержащих радиолярии и мелких фораминифер. Мощность пачки 15—20 м. В ее верхах появляются горизонты (по 1,5 м) зеленых лавовых брекчий спилитизированных базальтов. Выше преобладают серые и черные полимиктовые и граувакковые песчаники с прослоями и линзами серых, зеленоватых и фиолетовых, афанитовых и обломочных известняков с примесью туфогенного материала, с радиоляриями и фораминиферами; зеленых и черных карбонатизированных литокластических туфов и туфобрекчий из обломков базальтов и гиалокластитов. Кроме того, встречаются редкие прослои базальтов, испытавших спилитизацию.

Наиболее характерными для верхнепермского разреза являются кремни и радиоляриты, окрашенные то в яркие (фиолетовые, вишневые, сургучно-красные, зеленые, черные), то в блеклые (светло-серые, табачно-зеленые, темно-серые) тона. Они распределены по всем разрезам, образуя либо линзы и прослои (по 0,5—1,5 м), либо обособленные пачки по 5—15 м мощности.

На северном склоне Пшартского хребта верхняя часть разреза сложена преимущественно вулканогенными породами: базальтами, оливковыми диабазами, андезито-базальтами (частью спилитизированными), разложенными лавовыми брекчиями и туфами. Эффузивы обычно обладают шаровой отдельностью. Они содержат прослои кремнисто-радиоляритовых и терригенных пород, линзы, желваки и глыбы радиолярито-фораминиферовых, водорослево-фораминиферовых известняков, горизонты вулканических бомб из пироксеновых андезитов. Реже встречаются горизонты (по 15—20 м) туфоконгломератов и туфобрекчий, сложенных обломками вулканических пород. Мощность верхнепермских отложений колеблется от 150—200 м на северном склоне Пшартского хребта до 40—60 м на его южном склоне.

Органические остатки в отложениях Пшартской зоны

№ пачек на рис. 2	Восточно-Пшартская подзона (колонка III)	Западно-Пшартская подзона (колонка IV)
1	Споры <i>Taxodiacea</i> sp., <i>Foraminisporites</i> (Cooks et Dett.) <i>Licopodium</i> sp.	Следы ползания илоедов <i>Impropoglyphus</i> sp.
2	Криноидеи <i>Pentacrinus</i> sp., <i>Eugeniocrinus</i> sp., <i>Ariocrinus</i> sp., <i>A. ex gr. amaltei</i> Lor., <i>Encrinurus</i> sp. Споры <i>Granula fisporites</i> (<i>Gleichenia?</i>) <i>pseudomarginatus</i> Sem.	Следы ползания илоедов <i>Impropoglyphus</i> sp. (aff. <i>torguendus</i> Vialov) Споры <i>Coniferites</i> sp.
3	Перекристаллизованные криноидеи и кораллы в линзах известняков	Не найдено
4	Радиолярии <i>Cenospaera</i> sp., <i>C. cf. baconyana</i> Räst., <i>C. ligustica</i> Vin. de Regny, <i>Spongotripes</i> sp.	Фузулины <i>Darvasites contractus</i> (Sche lw. et Dyhr.), <i>Pseudofusulina cf. globosa</i> (Schelw. et Dyhr.), <i>Nankinella</i> sp., <i>Pachyploia</i> (?) sp., <i>Miliolidae</i> , <i>Textularidae</i> , <i>Stafelledae</i>
5	Кораллы <i>Procyatophora cf. furstenbergensis</i> (Eck.), <i>Protoherastraea ex gr. leonardi</i> (Volz.) <i>Margarosmia septanectes</i> (Lorentz), <i>M. confluens</i> (Münst.), <i>Thecosmia</i> ex gr. <i>sublichotoma</i> (Münst.)	Не найдено
6	Кораллы <i>Margarosmia</i> aff. <i>septanectes</i> Lorentz	»
7	Фузулины <i>Codonofusiella</i> sp., <i>Reichelina</i> sp., <i>Neoschwagerina</i> sp., <i>Cancellina</i> sp., <i>Misselina</i> sp., <i>Pseudofusulina</i> sp.	»
8	Споры <i>Vittatina striata</i> Lub., <i>Falcisporites</i> sp., <i>Coniferites</i> sp., <i>Paravesicaspora</i> sp. Гониатиты <i>Homoceras</i> sp., <i>Flayettevillea</i> sp., <i>Ramosites</i> sp., <i>Syngastrioceras</i> sp., <i>Stenopronorites</i> sp.	»

Возраст отложений датируют многочисленные остатки фузулинид мургабского и памирского ярусов верхней перми и артинского яруса нижней перми.

Триасовые отложения согласно залегают на пермских и состоят в основном из вулканогенных образований, среди которых в различных количествах присутствуют терригенные, кремнистые, реже карбонатные породы.

На севере разрез начинается черными радиоляритами и глинисто-кремнистыми сланцами нижнего — среднего триаса. Они содержат прослой по 1—1,5 м серых граувакковых песчаников, светло-зеленых основных туфов и известняков, а также пачки (10—20 м) зеленоватых кремней с радиоляриями. Кроме того, вверху толщи есть линзы (до 20 м мощностью) светлых тонкоплитчатых известняков.

На юге в этой части разреза появляются пласты по 0,5—2 м амфиболитизированных пикритов и диабазов и их туфов черного и зеленоватого цвета. Вулканогенные породы содержатся среди карбонатно-кремнисто-серицитовых «блестящих сланцев», кремнисто-радиоляритовых сланцев, пелитоморфных известняков с туфогенной примесью. Количество и мощность туфогенных прослоев увеличивается вверх по разрезу. Мощность пород 300—400 м, возраст — не моложе верхов среднего триаса (см. таблицу).

Следующие 600—800 м разреза сложены лавами, лавовыми брекчиями и туфами спилитизированных диабазов, пикритовых базальтов, гиалобазальтов. В низах и верхах толщи есть линзы и глыбы известняков с ладинскими и карнийскими кораллами.

Эффузивы перекрываются темно-серой сланцево-граувакковой пачкой мощностью примерно 200 м. На севере в ее основании располагается горизонт (10—12 м) черных и зеленоватых кремнисто-радиолярито-

вых и кремнисто-туфовых сланцев. В южных районах нижняя часть разреза (50 м) сложена переслаиванием темно-серых песчаников и алевролитов, зеленых и фиолетовых кремней, базальтовых туфов и туфобрекчий. В верхней половине разреза широко распространены глинисто-серицитовые сланцы с прослоями кремней и известняков. Кремни содержат радиолярии низов верхнего триаса.

Завершается разрез триаса вулканогенной толщей. Она состоит из зеленых, реже фиолетовых и желтоватых лав, лавовых брекчий и туфов спилитизированных базальтов, диабазов, среди которых в подчиненном количестве встречаются альбитофиры. Количество пирокластов увеличивается вверх по разрезу. Здесь же появляются прослои зеленоватых туфоалевролитов, фиолетовых туфопесчаников, черных и красноватых кремнисто-радиоляритовых и глинисто-серицитовых сланцев и линзы (0,1—0,2 м мощностью) серых криноидных известняков. Видимая мощность толщи около 500 м.

Вулканогенные породы триаса постепенно сменяются пестроокрашенной кремнисто-граувакковой толщей. Среди кремнистых пород, в частности, встречаются черные и зеленоватые кремнисто-радиоляритовые сланцы и кремнисто-радиолярит-спонголитовые микробрекчии, а также сиреневые глинисто-кремнистые сланцы. В разных частях разреза отмечены единичные прослои (по 1—3 м) серых тонкополосчатых пелитоморфных и криноидных известняков.

Осадочные породы включают горизонты альбитофиров. Для этой толщи весьма характерно присутствие экзотических глыб известняков с фауной силура, девона, нижней и верхней перми. Основная масса олистолитов сосредоточена в верхней части разреза.

Максимальная мощность толщи около 700 м. Возраст ее определяется находками юрских криноидей и спор, характерных для юры и мела.

Мезозойский разрез заканчивает мощная, около 800 м, толща терригенных пород. В ней преобладают серые с зеленоватым, буроватым, красноватым и фиолетовым оттенками разнозернистые плохо сортированные полимиктовые и кварц-полимиктовые песчаники с железисто-кремнистым, хлорит-кремнистым и слюдисто-кремнистым цементом. Песчаники обладают микробрекчиевой структурой. Зерна в них плохо окатанные, часто угловатые. В виде сравнительно частых прослоев (1—20 м) в разрезе присутствуют темно-серые, реже зеленоватые и фиолетовые глинисто-серицитовые сланцы и осадочные брекчии. На юрских отложениях терригенная толща залегает со следами размыва и местами заметным угловым несогласием. В сланцах толщи найдены меловые споры.

Из приведенного выше описания можно заметить, что верхнепалеозойские и мезозойские породы Рушанско-Пшартской зоны обладают рядом характерных особенностей. Псаммитовые породы олигомиктового, полимиктового и грауваккового состава образованы угловатыми, реже слабоокатанными обломками и, таким образом, имеют признаки незрелых осадков. В юрских морских отложениях есть олистолиты, свидетельствующие о проявлении оползневых процессов. Среди хомогенно-органических пород резко преобладают кремнистые образования, в том числе радиоляриты. Карбонатные породы представлены преимущественно глубоководными микритами, часто с радиоляриями. Реже встречаются песчано-детритовые разности с мелкими фораминиферами и небольшие по размерам биогермы с агерматипными кораллами.

Перечисленные выше особенности осадочных образований свидетельствуют о формировании их в батинальных условиях в пределах континентального склона (Пучков, 1974). Исключение, может быть, составляют верхнепермские породы Западно-Пшартской подзоны, накопившиеся, возможно, на краю шельфа на границе неритовой и батинальной зон.

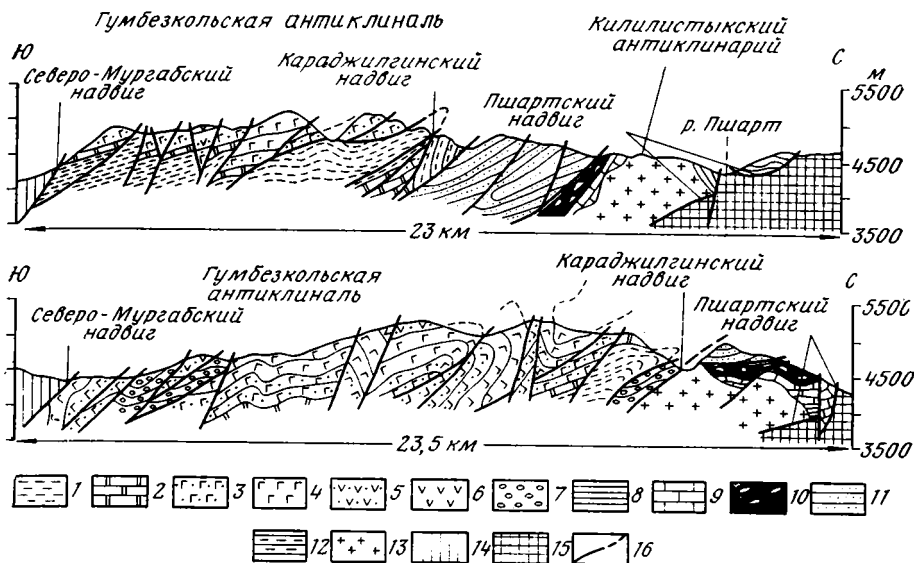


Рис. 3. Геологические профили через центральную часть Пшартского хребта
Отложения Восточно-Пшартской подзоны: 1 — терригенные (С—Р₁), 2 — терригенно-карбонатно-кремнисто-вулканогенные (Р₂), 3 — терригенно-кремнисто-вулканогенные (Т₁₋₂), 4 — базальтоиды (Т₂ld—Т₃k), 5 — сланцево-граувакково-туфогенные (Т₃k), 6 — базальты и андезито-базальты (Т₃p—г), 7 — песчано-сланцевые (К). Отложения Западно-Пшартской подзоны: 8 — терригенные (С—Р₁), 9 — кремнисто-карбонатные (Р₂), 10 — базальтоиды (Р₂—Т₁₋₂?), 11 — песчано-сланцевые с базальтоидами (Т₃), 12 — кремнисто-терригенные с базальтоидами (Т₃), 13 — граниты (Т₃—J₁), 14 — Юго-Восточный Памир; 15 — Центральный Памир; 16 — разрывы

Вулканические породы Рушанско-Пшартской зоны также весьма специфичны: базальтоиды превращены в спилиты, содержат в заметном количестве вторичные карбонаты и псевдоморфозы по оливину, обнаруживают сравнительно высокое содержание К₂О (часто больше 1%). Эти черты весьма характерны для спилитов континентальных окраин и отличают их от спилитов офиолитовых ассоциаций, принадлежащих к реликтам палеоокеанических структур (Hynes, 1974).

Вулканические породы аналогичного состава известны на востоке Греции в горах Отрис (Hynes, 1974), на Кипре в комплексе Маммония (Rossi, Lapièrree, 1969), в покровах Анталя южной Турции (Dimont et al., 1972). В этих местах они переслаиваются с мелководными осадками и тектонически контактируют с офиолитами. Их появление связано с раскалыванием карбонатного шельфа континентальной плиты на первых стадиях формирования новообразованного бассейна океанического типа. Этот процесс сопровождается сменой литоральных условий седиментации пелагическими (Bernoulli, Jenkyns, 1973).

Сходная обстановка обнаруживается и в Рушанско-Пшартской зоне. Правда, здесь не установлено офиолитов, которые скорее всего перекрыты по Северо-Мургабскому надвигу. Морфология современной структурной зоны свидетельствует о значительном сокращении ее первоначальной ширины.

Лучше всего сейчас изучена структура Пшартского участка. Однако основные ее особенности характерны и для других участков Рушанско-Пшартской зоны.

Структуру Западно-Пшартской подзоны определяет КилиLISTYKSKY антиклинорий, в ядре которого обнажаются юрские гранитоиды (рис. 3). Антиклинорий состоит из серии сжатых и в различной степени запрокинутых к северу складок. Южное крыло антиклинория сорвано и надвинуто на его ядерную часть по плоскости Джарского надвига.

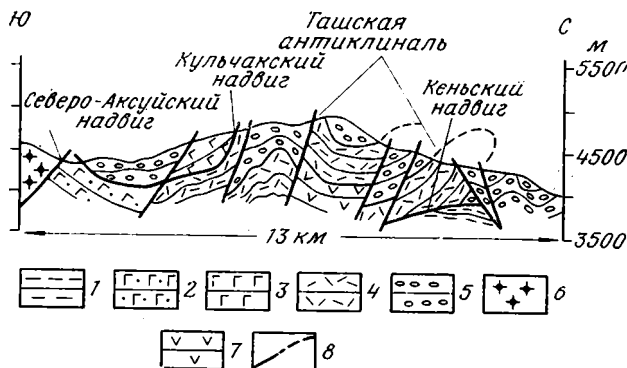


Рис. 4. Геологический профиль через восточную часть Пшартского хребта
Отложения: 1 — терригенные (С—Р₁); 2 — терригенно-кремнисто-вулканогенные (Т₁₋₂); 3 — базальты (Т_{2ld}—Т_{3k}); 4 — базальты и андезитобазальты (Т_{3п-г}); 5 — вулканогенно-кремнисто-граувакковые (J); 6 — песчано-сланцевые (K); 7 — гранитоиды (K₂); 8 — разрывы

Антиклинорий имеет восток — северо-восточное простирание. На западе его структуры исчезают под Северо-Мургабским надвигом, а на востоке — под Караджилгинским надвигом. Максимальная видимая ширина Западно-Пшартской подзоны в современной структуре едва превышает 10 км.

Наиболее крупной структурой Восточно-Пшартской подзоны является опрокинутая к северу лежащая Гумбезкольская антиклиналь, расположенная между Караджилгинским и Кеньским надвигами (см. рис. 3). Минимальная видимая амплитуда лежащей антиклинали превышает 8 км.

Между Кеньским и Кulyachакским надвигами расположена еще одна опрокинутая к северу антиклиналь — Ташская (рис. 4). Минимальная видимая амплитуда этой структуры свыше 6 км.

К югу от Кulyachакского надвига расположена серия тектонических пластин из мезозойских пород, которые по Северо-Аксуйскому надвигу перекрываются верхнемеловыми гранитоидами. Между Северо-Аксуйским и Северо-Мургабским надвигами находится пластина, сложенная верхнемеловыми гранитоидами, рвущими триасовые отложения.

К востоку от долины р. Акбайтал (южный) происходит сближение надвигов. Поэтому структура Рушанско-Пшартской зоны сильно усложняется и представлена здесь серией тектонических чешуй, состоящих в основном из пород Восточно-Пшартской подзоны.

Таким образом, Пшартский участок Рушанско-Пшартской зоны состоит минимум из четырех пластин, надвинутых друг на друга. Две из них образованы лежащими антиклиналями. Гумбезкольская пластина почти целиком перекрывает Западно-Пшартскую. Видимая величина перекрытия около 20 км. Ташская пластина вместе с чешуями между Кulyachакским и Северо-Аксуйским надвигами надвинута на Гумбезкольскую минимум на расстояние примерно 15 км.

Максимальная ширина Пшартского участка в современной структуре составляет 21 км. Его минимальная ширина до образования складок и надвигов, если распрямить наиболее крупные лежащие складки и раздвинуть основные совмещенные пластины, превысит 63 км.

Следовательно, в процессе формирования современной структуры Пшартского участка произошло сокращение его ширины минимум в 3 раза. При этом мы не знаем, какова площадь участка, перекрытая по Северо-Мургабскому надвигу, не учитываем гофрировку крыльев основных структур и образование взбросов, сколов и мелких надвигов, возникших при дополнительном сжатии сформированной ранее покровной структуры.

Еще большее сокращение первоначальной ширины следует ожидать на Дункельдыкском участке, где в современной структуре сохранились только незначительные фрагменты основных подзон Рушанско-Пшарт-

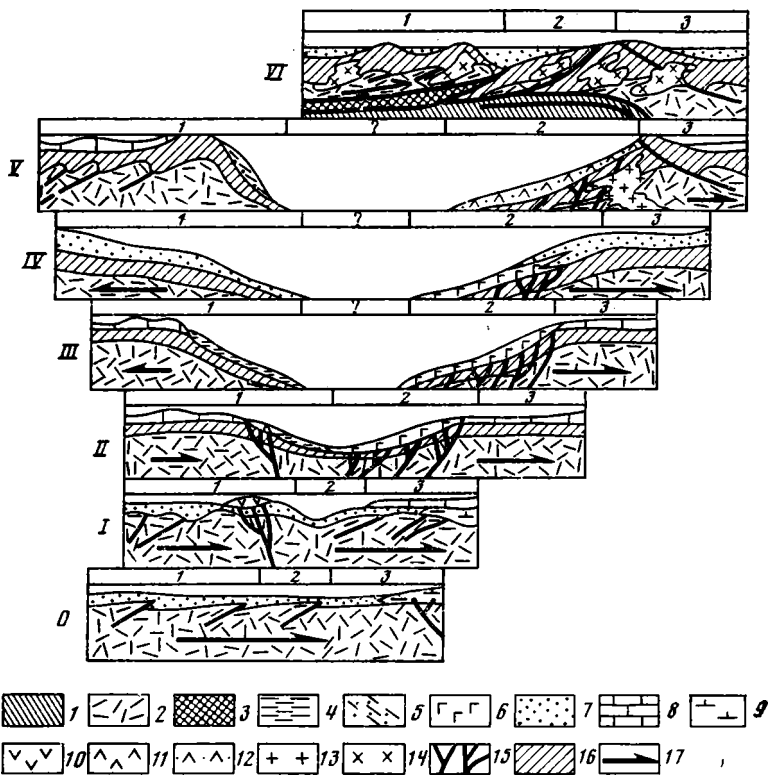


Рис. 5. Схема тектонического развития Рушанско-Пшартской зоны и прилегающих частей Центрального и Юго-Восточного Памира

1 — океаническая кора, 2 — континентальная кора, 3 — глубоководные отложения бассейна океанического типа, 4 — карбонатно-кремнистые осадки континентального склона, 5 — песчано-сланцевые осадки континентального склона, 6 — кремнисто-базальтоидные отложения континентального склона, 7 — терригенные отложения шельфа и континентального склона, 8 — карбонатные отложения шельфа, 9 — последовательно дифференцированные вулканиты островодужного типа, 10 — диабазы, 11 — вулканиты контрастного состава, 12 — терригенно-вулканогенные отложения континентального склона; 13 — синкинематические граниты, 14 — породы гранодиорит-плагногранитной ассоциации, 15 — дайки, 16 — осадки предыдущего этапа развития, 17 — вектор перемещения. Номера разрезов: О—С—Р₁, I—Р_{1a1}, II—Р_{1a2}—Р_{2p}, III—Т₁₋₂, IV—Т₃, V—J, VI—К₁—К_{2sp1}. Арабские цифры на схеме: 1 — Юго-Восточный Памир, 2 — Рушанско-Пшартская зона, 3 — Центральный Памир

ской зоны. На Рушанском участке помимо тектонического скупивания внутри зоны ее исходная ширина сокращена за счет почти полного перекрытия Восточно-Пшартской подзоны по Штамскому надвигу (см. рис. 1).

Как уже отмечалось выше, современные границы между зонами и подзонами не соответствуют первоначальным пространственным соотношениям между ними. Однако исходная обстановка может быть реконструирована с большой долей достоверности, если сравнить стратиграфические разрезы Юго-Восточного Памира, Рушанско-Пшартской зоны и Центрального Памира (см. рис. 2) и раздвинуть совмещенные пластины. При этом выясняется, что до конца палеозоя они были единым северным краем Гондваны, вероятно, ограничивавшим с юга палеозойский океанический бассейн, располагавшийся на месте Северного Памира (Пейве, 1969). До конца каменноугольного периода на их территории, по-видимому, в обстановке тектонического сжатия накапливались мощные терригенные толщи (рис. 5). На севере, в Центральном Памире, эти толщи местами содержат андезито-базальты дифференцирован-

ной вулканогенной серии островодужного типа, характерной для переходной стадии становления континентальной земной коры (Пейве и др., 1976).

Господство обстановки тектонического сжатия на Южном и Центральном Памире на протяжении большей части каменноугольного периода, очевидно, связано с замыканием океанического бассейна на Северном Памире в пределах так называемой Каллаихумб-Сауксайской зоны (Руженцев и др., 1977) и, возможно, «Акджилгинского блока» (Чернер, 1974).

К началу перми сжатие ослабевает, а на Юго-Восточном Памире местами сменяется растяжением. Последнее сопровождается излиянием небольшого количества основных лав. То же самое, очевидно, произошло и в Рушанско-Пшартской зоне. В верхах терригенной толщи зоны начинают преобладать сланцы и появляются прослои глинистых известняков с радиоляриями, что свидетельствует о начавшемся углублении бассейна.

К середине перми (в конце артинского века) в результате смыкания краев Гондваны и Лавразии, по-видимому, окончательно замкнулся океанический бассейн на Северном Памире (Левен и др., 1975). На Центральном Памире с начала перми и до конца среднего триаса начинают господствовать условия мелководного шельфа с преобладанием карбонатного осадконакопления. Такой же шельф, но с более сложным рельефом образовался со второй половины артинского века на Юго-Восточном Памире (Руженцев, 1968). Здесь наряду с мелководными отмельными банками, где формировались рифы, существовали относительно глубоководные депрессии, куда сносился обломочный материал с этих банок.

По периферии шельф Юго-Восточного Памира окаймлялся зоной формирования батинальных отложений, в пределах которой отлагались глинисто-известняково-кремнисто-радиоляритовые осадки с примесью калькаренитов за счет разрушения шельфа (см. рис. 2, I). В конце перми здесь в незначительном масштабе проявился вулканизм контрастного состава. Это зафиксировано появлением вулканомиктовых пород, содержащих обломки спилитов, кератофинов, кварцевых порфиров и кислых туфов, а также присутствием редких покровов шаровых диабазов. В более глубокой и удаленной от шельфа части склона этой депрессии образовались почти чистые глинисто-известняково-кремнисто-радиоляритовые осадки незначительной мощности (см. рис. 2, II).

Примерно в это же время в Рушанско-Пшартской зоне начался базальтоидный вулканизм. Так как допамирские фораминиферы известняково-кремнистой пачки Восточно-Пшартской подзоны скорее всего являются (по устному сообщению Э. Я. Левена) перемытыми, то первые излияния лав начались в памирском веке. Одновременно, очевидно, произошло взламывание шельфа в Западно-Пшартской подзоне, сопровождавшееся его погружением. Здесь тоже началось формирование батинальных отложений, так как карбонатные прослои замещаются в лавах кремнистыми и глинистыми.

Вспышка вулканизма, очевидно, обусловлена резко усилившимся растяжением на границе перми и триаса, которое привело к раскалыванию континентальной плиты и раздвижению ее краев. При этом, очевидно, обнажился меланократовый фундамент и образовался бассейн с корой океанического типа. В результате с конца перми история периферийных частей Юго-Восточного Памира и Рушанско-Пшартской зоны стала резко различаться. Они превратились в развивавшиеся по-разному континентальные склоны разделявшего их бассейна. Указанием на существование бассейна океанического типа в мезозое служит присутствие пород офиолитовой ассоциации соответствующего возраста на тер-

ритории Центрального Афганистана (Кочетков и др., 1972; Демин и др., 1973).

О ширине этого бассейна сейчас можно судить только по косвенным признакам. Скорее всего она была значительной. Б. К. Кушлин (1973) отмечает, что, несмотря на принадлежность к Мезотетису, триасовые органические остатки Центрального и Юго-Восточного Памира принадлежат к разным биогеографическим провинциям. При этом комплексы Рушанско-Пшартской зоны близки к комплексам Центрального Памира. Для юрского периода Т. Ф. Андреева и В. И. Дронов (1972) подчеркивают разницу в строении разрезов Центрального и Юго-Восточного Памира.

Итак, после раскола и раздвижения краев континентальной плиты в пределах Промежуточной и Крайней подзон Юго-Восточного Памира в триасе до карнийского века включительно, продолжали накапливаться глинисто-известняково-кремнисто-радиоляритовые батинальные осадки, отлагаясь на вновь образовавшемся континентальном склоне (см. рис. 2, I, II).

В Рушанско-Пшартской зоне на протяжении триаса и, вероятно, большей части юры тоже накапливались батинальные осадки на новообразованном континентальном склоне. Однако по составу и мощностям они резко отличаются от синхронных отложений Южного Памира (см. рис. 2). В Восточно-Пшартской подзоне, в более глубокой и удаленной от шельфа части склона, поступление терригенного материала было ограничено до начала юрского периода. Однако именно здесь с максимальной силой проявились процессы растяжения, из-за чего седиментация сопровождалась интенсивным вулканизмом с преобладанием основных лав.

В позднем триасе на Центральном и Юго-Восточном Памире образуется терригенно-глинистая флишоидная толща. На Центральном Памире она возникла в прибрежно-морских условиях, так как содержит на востоке солоновато-водных, а на западе морских пелеципод и переполнена листьями папоротников (Кушлин, 1973). Обстановка, в которой она образовалась, вероятно, была сходна с той, в которой сформировались, например, осадки шельфа и континентального склона Бискайского залива на юго-западном побережье Франции (Нестеров, 1970).

На Юго-Восточном Памире флишоидная толща распространена повсюду за пределами относительно приподнятого участка на месте длительно развивавшегося рифа. В ней нет растительных остатков, а встречается только галобиевая фауна и редкие аммониты. По-видимому, она образовалась в относительно глубоководной обстановке (Клауд, 1965), возможно, на континентальном склоне или у его подножия (см. рис. 2, IV) аналогично тому, как это происходит при определенных условиях в современных морских или океанических бассейнах (Леонов, 1972). Например, толщи флишоидного облика накапливаются сейчас у Атлантического побережья Северной Америки (Эриксон и др., 1957). Они либо подстилаются более ранними осадками окраины Северо-Американского континента, либо занимают области выклинивания континентальной коры (Дрейк, 1970).

Таким образом, накопление современных флишоидных осадков по берегам Атлантического океана происходит в условиях растяжения, связанного с активным разрастанием этого бассейна за счет расхождения ограничивающих его континентальных плит (Pitman, Talwani, 1972).

То же самое, очевидно, можно сказать об условиях появления флишоидных толщ на Центральном и Юго-Восточном Памире. В позднем триасе произошло увеличение скорости раздвижения континентальных плит, что привело к формированию подводных уступов и накоплению флишоидных толщ у их подножия. Так, по крайней мере, объясняется

происхождение флиша на западной окраине Атлантики. Считается, что он образуется благодаря слиянию подводных конусов выноса, прорезающих подводные террасы (Эрикссон и др., 1957).

К отложениям таких конусов выноса относит верхнетриасовый флиш Южного Памира Э. Норин (Norin, 1976), детально изучивший его литологию по образцам, предоставленным советскими геологами.

В конце позднего триаса — в начале юры произошло замедление раздвижения плит. Вероятно, за счет активно проходивших процессов аккреции океанической коры в пределах новообразованного бассейна океанического типа деформировались краевые части этих плит с утоненной континентальной корой. Поэтому отложения бывшего континентального склона были местами выведены на поверхность моря и дислоцированы. Особенно энергично эти процессы проявились на севере, в пределах современных зон Северного и Центрального Памира. Здесь, очевидно, замедление раздвижения плит было обусловлено процессами тектонического сучивания. Это сучивание затронуло также внутреннюю часть континентального склона в Западно-Пшартской подзоне, где в результате сформировались тела синкинематических калий-натриевых гранитов (Расчленение..., 1976). Внутри плиты на Северном Памире в это же время (Лутков и др., 1971) началось становление гигантского по объему комплекса гранитоидов калиевого ряда, завершившее формирование континентальной коры в этом регионе.

К началу юры вновь возникает обстановка равномерного растяжения. На Центральном и Юго-Восточном Памире вновь образуется карбонатный шельф, который существовал практически до конца юрского периода. На Юго-Восточном Памире он распространился и на область бывшего подножия континентального склона (см. рис. 2, 11).

В Рушанско-Пшартской подзоне в результате процессов сучивания на севере увеличился привнос терригенного материала на континентальный склон вплоть до появления глыб олистолитов в юрских отложениях Восточно-Пшартской подзоны. Однако к концу юрской эпохи и здесь наступает спокойная обстановка равномерного растяжения, что зафиксировано преобладанием глинисто-кремнистых толщ в верхах разреза.

На рубеже юрского и мелового периодов процессы растяжения сменились постепенно нарастающим сжатием, обусловившим проявление тектонического сучивания и замыкания океанического бассейна. Реликты этого бассейна в виде незначительных по размерам выходов серпентинизированных ультрабазитов и гиалобазальтов обнажаются в тектонических окнах перед фронтом Северо-Аксуйского надвига на южном борту оврага Кульчак. Со сучиванием связано образование тектонических пластин и формирование пестроцветных и красноцветных толщ мелового возраста. Тектонические пластины в процессе сучивания, вероятно, не подвергались сколько-нибудь серьезным складчатым деформациям, так как меловые красноцветы налегают на юрские известняки без существенных угловых несогласий (Швольман, 1977). О конкретных структурах, возникших при этом тектоническом сучивании, судить трудно, потому что они были переработаны при позднейших деформациях (Руженцев, 1968; Швольман, 1977). Однако об интенсивности этих процессов свидетельствует широкое проявление гранитоидного магматизма, который был сосредоточен в основном к югу от Рушанско-Пшартской зоны. Он представлен породами гранодиорит-плагиогранитной ассоциации (Расчленение..., 1976). Гранитообразование охватило и обе подзоны Рушанско-Пшартской зоны. Гранитоиды сформировались на предварительно утоненной сиалической коре. Их состав показателен для комплексов эпохи становления гранито-метаморфического слоя (Пейве и др., 1976).

Раннемеловое сучивание было предвестником еще более энергично протекавших процессов тектонического сжатия и кровообразования,

развернувшихся на Памире в кайнозое (Руженцев, 1971; Швольман, 1977). Эти процессы завершили формирование здесь мощной континентальной коры.

Таким образом, Промежуточная и Окраинная подзоны Юго-Восточного Памира и Рушанско-Пшартская зона в мезозойской структуре Памира играли роль рифтогенных окраин континентов (Пучков, 1974), занимавших территории современных Северного и Центрального Памира на севере, а также Гиндукуша, Юго-Восточного и Юго-Западного Памира (?) на юге.

Рифтогенная окраина Рушанско-Пшартской зоны заметно отличается по своей истории от модели, описанной В. Н. Пучковым. В его модели вулканическая деятельность связана только с начальными стадиями формирования структуры при заложении грабенов на разрушающемся кристаллическом фундаменте. Он подчеркивает, что для континентального склона характерно отсутствие или слабое развитие эффузивов (Пучков, 1976). С этой точки зрения модели В. Н. Пучкова больше соответствует пермская и триасовая история континентального склона Юго-Восточного Памира.

В Рушанско-Пшартской зоне вулканическая деятельность не прекращалась на протяжении всего существования рифтогенной окраины. По-видимому, континентальный склон этой зоны постоянно находился под действием интенсивного растяжения, которое способствовало проникновению магм из глубины.

Только в первой половине юрского периода одновременно со скупиванием на севере Рушанско-Пшартская зона играла роль активной континентальной окраины. С этим временем связано появление андезитов среди вулканических пород Восточно-Пшартской подзоны и гранитообразование в Западно-Пшартской подзоне. Однако со второй половины юрского периода до начала мела здесь снова восстановилась обстановка равномерного растяжения.

Для излившихся в Рушанско-Пшартской зоне лав наряду с ранее упомянутыми характерна еще одна особенность: они резко недосыщены кремнеземом. Поэтому и вышеперечисленные признаки лавы Рушанско-Пшартской зоны очень похожи на основные эффузивы рифта Красного моря и его обрамления. Для последних характерны промежуточный между толеитами и щелочными базальтами состав в местах, где произошло утонение континентальной коры, ассоциация с пикритами и повышенное содержание K_2O (Mohr, 1971).

Эти черты, с другой стороны, сближают эффузивы Красного моря с лавами мезозойских континентальных окраин, обнаруженных в Греции, на Кипре и в южной Турции. Недосыщенность кремнеземом, по мнению А. Хайнеса (Hynes, 1974), является характерной чертой вулканических пород континентальных окраин средиземноморского типа. Она отличается их от мезозойских континентальных окраин атлантического типа, а также от большинства континентальных окраин современных океанов.

Следовательно, рифтогенная окраина Рушанско-Пшартской зоны принадлежит по своему развитию к структурам средиземноморского типа и была расположена на северном крае Мезотетиса.

Несмотря на обилие и длительность вулканизма, ее нельзя считать активной континентальной окраиной в смысле, вкладываемом в это понятие сторонниками новой глобальной тектоники. Активная континентальная окраина — это структура, возникшая на границе континентальной и океанической плит в месте субдукции последней. В ее фронтальной приокеанической части господствует сжатие, и только в тылу возникает поле растяжения. Для ее магматизма характерен контрастный состав с обилием кислых вулканических и изверженных пород.

Структуры типа Рушанско-Пшартской зоны, вероятно, можно отнести к категории вулканических рифтогенных окраин континентов — ан-

типоводов активных континентальных окраин. Для них характерны: господство условий растяжения на протяжении большей части их развития с изливанием лав, недосыщенных кремнеземом и обладающих составом, промежуточным между толентовыми и щелочными базальтоидами.

В противоположность структурам Рушанско-Пшартского типа рифтогенные окраины континентов, детально охарактеризованные В. Н. Пучковым (1974, 1976), на Памире представлены пермо-триасовой рифтогенной окраиной континентального склона Юго-Восточного Памира. В их пределах интенсивное растяжение проявляется только на начальной стадии развития, до момента раскалывания и расхождения краев континентальной плиты.

Почему возникают рифтогенные окраины разного типа? Скорее всего это связано со срывами континентальной плиты со своего основания на разных уровнях (Книппер, 1975, 1978). Наиболее вероятными уровнями могут быть границы Конрада и Мохо, хотя вполне допустимы срывы и по другим поверхностям.

Во всяком случае появление пикритов среди пород серий, недосыщенных кремнеземом, говорит о большей глубинности магматического очага и большем его соответствии составу верхней мантии, чем при образовании толентовых базальтов (Нунес, 1974).

Однако вопрос о причинах появления рифтогенных окраин разного типа нуждается в дальнейшем изучении и отдельном рассмотрении.

Литература

- Андреева Т. Ф., Дронов В. И. Памирская геосинклинальная область. В кн.: Стратиграфия СССР. Юрская система. М., «Недра», 1972.
- Бархатов Б. П. Схема структурно-тектонического районирования Памира.— Уч. зап. ЛГУ. Сер. геол., 1959, сер. 268, вып. 10.
- Бархатов Б. П. Тектоника Памира. Изд-во Ленингр. ун-та, 1963.
- Демин А. Н., Довгаль Ю. М., Мирзод С. Х., Сонин И. И., Чальян М. А., Чмырев В. М. О возрасте офиолитовых формаций юго-восточной части Центрального Афганистана.— Докл. АН СССР. Сер. геол., 1973, т. 213, № 1.
- Дрейк Ч., Юинг Дж., Стокард Г. Континентальная окраина восточной части США.— В сб.: Окраины континентов и островные дуги. М., «Мир», 1970.
- Дронов В. И. Рушанский комплекс.— В кн.: Матер. по геол. Памира, вып. 1. Душанбе, 1963.
- Дронов В. И. О южной границе Центрального Памира.— В кн.: Материалы по геологии Памира, вып. 2. Изд-во АН ТаджССР, Душанбе, 1964.
- Дронов В. И. О южной границе распространения толщ Рушанско-Пшартского комплекса.— Докл. АН ТаджССР, 1965, т. VIII, № 2.
- Дюфур М. С. Геологическое развитие Центрального Памира.— Вестн. ЛГУ. Геология и география, 1962, № 6, вып. 1.
- Клауд Р. Е. Палеобиогеография морской среды.— В кн.: Океанография. М., «Прогресс», 1965.
- Книппер А. Л. Океаническая кора в структуре Альпийской складчатой области (юг Европы, западная часть Азии и Куба).— Тр. ГИН АН СССР, вып. 267, М., «Наука», 1975.
- Книппер А. Л. Офикальциты и некоторые другие типы брекчий, сопровождающие доорогенное становление офиолитового комплекса.— Геотектоника, 1978, № 2.
- Кочетков А. Я., Демин А. Н., Стажило-Алексеев К. Ф., Чальян М. А., Довгаль Ю. М., Карапетов С. С., Сонин И. И. Магматические образования Центрального Афганистана.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1972, № 9.
- Кушлин Б. К. Памирская геосинклиналь.— Сб.: Стратиграфия СССР. Триасовая система. М., «Недра», 1973.
- Левен Э. М., Пашков Б. Р., Мирзод С. Х. Пермские отложения Афганистана.— Бюл. МОИП, 1975, № 5.
- Леонов М. Г. Флиш — образование подводного склона.— Литология и полезн. ископ., 1972, № 2.
- Лутков В. С., Аверьянов Г. С., Козырев В. И. Интрузивные комплексы Северного Памира и их геохимические особенности.— Сов. геология, 1971, № 2.
- Нестеров В. Р. Два примера континентальной окраины Франции: впадина Кап-Бретон и мыс Картая.— В сб.: Окраины континентов и островные дуги. М., «Мир», 1970.
- Пейве А. В. Океаническая кора геологического прошлого.— Геотектоника, 1969, № 4.
- Пейве А. В., Штрейх Н. А., Моссаковский А. А., Перфильев А. С., Руженцев С. В., Богданов Н. А., Буртман В. С., Книппер А. Л., Макарычев Г. И., Марков М. С., Су-

- воров А. И. Палеозоида Евразии и некоторые вопросы эволюции геосинклинального процесса.— Сов. геология, 1972, № 2.
- Пейве А. В., Яншин А. Л., Зоненшайн Л. П., Книппер А. Л., Марков М. С., Моссаковский А. А., Перфильев А. С., Пуцаровский Ю. М., Шлезингер А. Е., Штрейс Н. А. Становление континентальной земной коры Северной Евразии (в связи с составлением новой тектонической карты).— Геотектоника, 1976, № 5.
- Пучков В. Н. Рифтогенные окраины континентов и их реликты в палеозоидах Лавразии. Сер. Научн. доклады. Коми филиал АН СССР, вып. 9, Сактывкар, 1974.
- Пучков В. Н. Палеозойские доорогенные формации западного склона Урала.— Геотектоника, 1976, № 5.
- Расчленение стратифицированных и интрузивных образований Таджикистана. Душанбе, «Дониш», 1976.
- Руженцев С. В. Тектоническое развитие Восточного Памира и роль горизонтальных движений в формировании его альпийской структуры. М., «Наука», 1968.
- Руженцев С. В. Особенности структуры и механизм образования сорванных покровов. М., «Наука», 1971.
- Руженцев С. В., Швольман В. А. Восточно-Памирская зона сдвигов.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1963, № 7.
- Руженцев С. В., Поселов И. И., Сухов А. Н. Тектоника Калайхумб-Сауксайской зоны Северного Памира.— Геотектоника, 1977, № 4.
- Чернер Э. С. К геологии Каракульской зоны (Северный Памир).— Докл. АН ТаджССР, 1974, т. XVII, № 2.
- Швольман В. А. Тектоническое развитие Памира в меловом и палеогеновом периодах. М., «Наука», 1977.
- Эрикссон Д., Юинг М., Хизен Б., Воллин Г. Отложение осадков в глубоководной части Атлантики.— В сб.: Земная кора. М., Изд-во иностр. лит., 1957.
- Bernoulli D., Jenkyns H. C. Alpine, Mediterranean, and Central Atlantic Mesozoic facies in relation to the early evolution on the Tethys. Mod. and Ancient Geosincl. Sediment. Proc. Symp. Madison, Wise, 1972. Tulsa, Okla, 1974, p. 129—160.
- Dumont J. F., Gatnic M., Marcoux J., Monod O., Poisson A. Le Trias de Taurides Occidentales (Turquie).— Z. Dtsch. Geol. Ges., Bd. 123, 1972.
- Hynes A. J. Igneous activity at the birth of an ocean basin in Eastern Greece.— Canad. J. Earth Sci., 1974, v. 11, No. 6.
- Mohr P. A. Ethiopian Rift and Plateaus: some volcanic petrochemical differences.— J. Geophys. Res., 1971, vol. 6, No. 8.
- Norin E. The «black slates» formations in the Pamirs, Karakorum and Western Tibet. In: Geotectonica delle zone orogeniche del Kashmir Himalaya Karakorum-Hindi-Kush-Pamir. Acad. Nation. del Lincei, Roma, 1976.
- Pitman W. C., Talwani M. Sea-floor spreading in the North Atlantic.— Bull. Geol. Soc. Amer., v. 83, No. 3, 1972.
- Rocci G., Lapierre H. Etude comparative des diverses manifestations du volcanisme pre-orogenique au sud de Chypre.— Schweiz. mineral. und petrogr. Mitt., H. 49, 1969.

Геологический институт
АН СССР
Памирская ГРЭ
Управления геологии
Таджикской ССР

Статья поступила
14 апреля 1978 г.

УДК 550.85+551.243.12

Т. Г. ПАВЛОВА

ВУЛКАНИЗМ И ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ДОКЕМБРИЙСКИХ ЗОН ДЕСТРУКЦИЙ ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА

Рассмотрены характерные особенности вулканизма зон деструкций докембрийского Кокчетавско-Чуйского блока Центрального Казахстана, формирование которых происходило в процессе становления коры континентального типа. Для изученных зон деструкций характерны слабодифференцированные серии толеитовых базальтов на ранних стадиях, резко сменяющиеся известково-щелочными сериями, частое сонахождение контрастных серий пород типа базальт-риолитовых формаций с существенно разными глубинными источниками, почти полное отсутствие андезитов. Все эти признаки подчеркивают специфику вулканизма зон деструкций, отличного как от океанических и островодужных серий, так и от известково-щелочных краевых вулканических поясов.

Необходимость выделения зон деструкций возникла в процессе работы над макетом тектонической карты Евразии, и эти зоны были обоснованы на примере Центрального Казахстана (Антонюк и др., 1977, 1979). На принципах стадийности развития земной коры, положенных в основу составления карты (Пейве и др., 1972), были установлены типы структур, более поздние по времени формирования, но отвечающие более ранним стадиям становления коры по сравнению со смежными антиклинальными зонами. Сложенные осадочно-вулканогенными комплексами, часто сопровождаемыми гипербазитами и габброидами, близкими к ассоциации пород океанической или ранней переходной стадии, зоны деструкции обычно отличаются линейностью, большой протяженностью и существенной ролью различных разрывных нарушений. Зоны деструкций характеризуются большим разнообразием как по глубине заложения, так и по полноте слагающего их разреза, по типу разрывных нарушений и длительности развития во времени.

Как известно, Кокчетавско-Чуйский блок расположен в западной части Центрального Казахстана. Он объединяет Кокчетавский, Улутавский, Чуйский, Бурунтавский и другие массивы, сложенные породами докембрия.

Формирование зон деструкций в пределах Кокчетавско-Чуйского блока (рис. 1) происходило на разных стадиях в процессе становления коры континентального типа. Их заложение предшествовало накоплению вулканогенно-молассовых отложений конца рифея и становлению калиевых гранитоидов с возрастом 0,60—0,65 млрд. лет. В то же время одновременно с формированием части зон деструкций в антиклинальных зонах шли процессы гранитизации с возрастом 0,95—1,2 млрд. лет (Павлова, 1978). Эти особенности отличают зоны деструкции от рифтовых зон, образовавшихся на зрелой континентальной коре.

Представляется интересным изучение химизма вулканогенных серий зон деструкций геологического прошлого путем сравнения с результатами изучения современного вулканизма в связи с его закономерными проявлениями в структурах с различной мощностью коры и глубиной

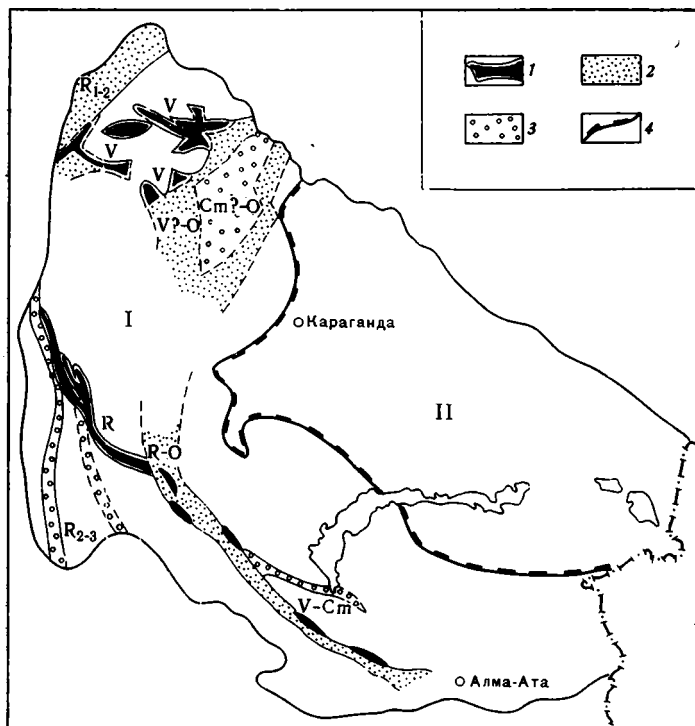


Рис. 1. Схема распространения зон деструкций в Кокчетавско-Чуйском блоке (Антонюк и др., 1979, с изменениями автора) Зоны деструкции: 1—2 — развивавшиеся на меланократовом основании (1 — редуцированного цикла развития, 2 — полного цикла развития), 3 — развивавшиеся на утоненном гранитно-метаморфическом слое, 4 — граница Кокчетавско-Чуйского (I) и Еремантау-Балхашского (II) блоков

формирования того или иного типа магм. Решение этих вопросов содержится во многих исследованиях (Горшков, 1962; Куно, 1970; Золотарёв, Соболев, 1973; Miyashiro, 1974, и мн. др.).

Рассматривая вещественный состав пород докембрия, метаморфизованных в условиях амфиболитовой и зеленосланцевой фаций, приходится исходить из предположения о изохимичности метаморфизма. Хотя процесс регионального метаморфизма и не является полностью изохимичным, данные об общем силикатном составе пород, не несущих явных признаков гранитизации, метасоматических преобразований и сохраняющих реликты первичных текстур и структур, вполне пригодны для суждения о первоначальном типе пород. Сравнения химических составов метаморфизованных пород докембрия с неметаморфизованными разностями успешно проводились многими исследователями (Предовский, 1970; Розен, 1975, и мн. др.).

Ко времени заложения наиболее ранних ниже-среднерифейских зон деструкций Кокчетавско-Чуйского блока о степени зрелости его коры можно судить по особенностям состава нижнерифейской порфиroidной серии Улутавского поднятия и даутской свиты нижнего — среднего рифея.

Порфиroidная серия, залегающая в основании известного разреза докембрия Улутавского поднятия, представлена комплексом кислых вулканитов и терригенно-осадочных пород. Вулканиты отвечают нормальному ряду липаритовых порфиров — риолитов с преобладанием

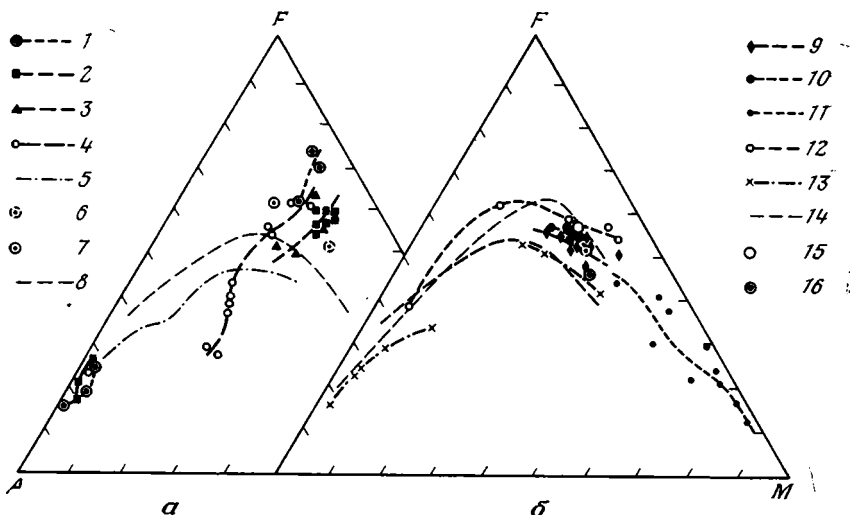


Рис. 2. Диаграммы AFM вариаций составов вулканитов Улутавского и Кокчетавского массивов. *а* — с известково-щелочной тенденцией дифференциации; *б* — с толеитовой тенденцией дифференциации

Вариационные кривые и фигуративные точки анализов вулканитов: 1 — нижней и 2 — 3 — верхней железорудных серий Улутая; 2 — бурмашинской и 3 — жаксыкандинской свит; 4 — даутской свиты Кокчетая; 5 — известково-щелочной серии Охотско-Чукотского вулканического пояса (Меланхолина, Молчанова, 1977); 6 — среднего базальта океанического дна (Кани, 1973); 7 — континентального базальта (Ферхуген и др., 1974); 8 — граница между толеитовыми и известково-щелочными сериями пород (Irvine, Vaggar, 1971); 9 — ортоамфиболитов кварцито-сланцевой серии; 10—11 — офиолитовой ассоциации Улутая; 10 — амфиболитов и 11 — серпентинизированных гипербазитов; 12 — ефимовской серии, 13 — николюско-бурлукской серии Кокчетая; 14 — вулканитов Тингули (Carmichael, 1964); 15—16 — средних составов по Nockolds (1954): 15 — толеитовых базальтов и 16 — щелочных базальтов

окиси калия над окисью натрия (табл. 1) и существенно отличаются от пород островодужных серий. По сравнению с химическими составами вулканитов краевого пояса Анд и Охотско-Чукотского пояса (Меланхолина, Молчанова, 1977) они представляют собой кремнекислый тип пород с большой ролью K_2O . Такие черты магматизма характеризуют довольно зрелый тип коры.

Дифференцированная серия пород даутской свиты представляет известково-щелочную ассоциацию, близкую к сериям краевых вулканических поясов (Розен, 1977). В этой ассоциации, располагающейся на восточной окраине Кокчетавского массива, широко развиты наряду с основными средние и кислые по составу вулканиты (рис. 2, *а*).

На породах гранитизированного кристаллического основания Кокчетавского массива залегают верхнерифейские кислые вулканиты кууспекской свиты, представляющие порфировую формацию. В них очень редко прослой базальтоидов. В порфироидах кууспекской свиты заметно преобладает K_2O над Na_2O . Они по своему первоначальному составу, очевидно, представляли собой риолиты.

Первые признаки заложения зоны деструкции проявились в нижнем рифее, когда в антиклинальных поднятиях Улутавского массива по разломам появились основные вулканиты среди пород кварцито-сланцевой серии, залегающей над порфироидной. В это же время и позднее в среднем рифее к западу от Кокчетавского массива в линейной структуре меридионального простирания формировался вулканогенно-осадочный комплекс ефимовской серии с разрезом океанического типа (Розен, 1977). В Улутая последующее заложение и формирование линейной структуры Карсакапайского синклинория в среднем и верхнем рифее сопровождалось накоплением мощного разреза с контрастным комплек-

Средние значения составов кислых вулканитов

Окислы	Улутая					Кокчетав				Бурунтау	11
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	
	(7)*	(3)	(3)	(3)	(2)	(3)	(4)	(4)	(5)	(6)*	
SiO ₂	76,5	72,7	77,4	76,0	75,7	73,4	72,0	71,8	73,3	73,2	72,3—74,5
TiO ₂	0,1	0,3	0,2	0,2	0,3	0,6	0,3	0,5	0,2	0,2	
Al ₂ O ₃	13,2	14,1	13,5	11,6	12,6	12,3	14,3	13,3	14,2	13,3	10,8—13,45
Na ₂ O	2,6	4,1	2,8	2,1	2,9	0,1	1,9	0,9	3,3	3,1	2,9—5,17
K ₂ O	4,7	4,8	3,5	5,6	4,9	4,2	3,7	4,3	4,0	3,4	4,4—5,3
Na ₂ O/K ₂ O	0,6	0,8	0,8	0,4	0,6		0,5	0,2	0,8	0,9	0,6—1,0
Сумма щелочей	7,3	8,9	6,3	7,7	7,8	4,3	5,6	5,2	7,3	6,5	8—9

Примечание. 1 — порфиронды порфирондной серии (Павлова, 1964; Петрография Центрального Казахстана, т. I, 1967); 2 — липаритовые порфиры сарысайской свиты (Павлова, 1964); 3 — порфиронды нижней железорудной серии (Марков, 1962); 4 — кислые вулканиты верхней железорудной серии (Розанов, 1976); 5 — порфирито-порфирная серия (Петрография Центрального Казахстана, т. I, 1967); 6 — ефимовская серия; 7 — даутская свита; 8 — кууспекская свита; 9 — николюско-бурлукская серия (6—9, Розен, 1977); 10 — орумбайская свита (Геология и металлогения Сарытумской зоны, 1976); 11 — риолиты (Nockolds, 1954).

* В скобках — количество анализов.

Таблица 2

Средние значения составов основных вулканитов

Окислы	Улутая							Кокчетав				Чу — Бурунтау			
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
	(8)*	(3)	(11)	(6)	(4)	(7)	(2)	(4)	(8)	(2)	(3)	(5)	(11)	(23)	(94)
SiO ₂	48,4	47,5	49,1	44,7	16,7	47,9	48,7	53,9	51,1	47,7	50,4	44,2	46,4	50,4	49,6
TiO ₂	2,1	1,9	1,3	0,1	0,5	1,2	3,0	1,5	0,8	1,2	1,6	2,3	1,4	2,5	1,4
Al ₂ O ₃	14,4	14,3	15,1	2,4	15,8	14,3	15,5	14,3	19,1	15,2	15,2	15,1	15,1	12,8	16,0
MgO	7,5	5,4	5,7	30,2	13,3	7,2	4,7	9,0	3,7	6,2	7,0	7,0	7,1	3,8	7,8
FeO/MgO	1,6	3,1	2,0	0,3	0,7	1,7	1,2	1,3	2,2	1,8	1,7	2,0	1,5	2,9	1,5
KO ₁	9,9	6,9	6,8	30,0	13,5	6,4	5,3	7,7	3,7	7,3	7,3	10,7	5,8	4,4	10,0
Na ₂ O	2,6	1,6	2,2	0,2	1,3	3,0	3,1	0,1	4,3	2,2	3,8	2,8	3,2	3,7	2,8
K ₂ O	0,6	0,8	0,5	0,1	0,3	0,7	1,8	1,4	0,6	0,4	1,0	0,3	1,4	1,5	0,2
Na ₂ O/K ₂ O	4,0	2,0	4,4	3,2	4,6	4,2	1,7	0,1	7,2	4,8	3,7	9,9	2,7	2,5	12,5
Сумма щелочей	3,2	2,4	2,7	0,3	1,6	3,7	4,9	1,5	4,9	2,6	4,8	3,1	4,6	5,2	3,0

Примечание. 1 — амфиболиты кварцито-сланцевой серии (Петрография Центрального Казахстана, т. I, 1967; Павлова, в данной статье, табл. 3); 2 — порфиритонды нижней железорудной серии (Марков, 1962; Павлова, табл. 3); 3 — порфиритонды верхней железорудной серии (Петрография Центрального Казахстана, т. I, 1967; Розанов, 1976; Марков, 1962); 4—6 — породы офититовой ассоциации: 4 — гипербазиты, 5 — габброиды, 6 — амфиболиты (Павлова, в данной статье табл. 3; Петрография Центрального Казахстана, т. II, 1971); 7 — порфиритонды кокусуйской серии; 8 — порфиритонды ефимовской серии; 9 — порфиритонды даутской свиты; 10 — порфиритонды кууспекской свиты; 11 — порфириты николюско-бурлукской серии (8—11, Розен, 1977); 12 — порфиритонды кокпактинской свиты; 13 — порфиритонды жиделинской свиты (12—13, Антонюк и др., 1979); 14 — порфиритонды жалгызский свиты (Геология и металлогения Сарытумской зоны, 1976); 15 — базальты океанического дна (Кан, 1973).

* В скобках — количество анализов.

сом вулканогенно-осадочных пород нижней и верхней железорудных серий. В конце рифея возникла мощная протяженная Джалаир-Найманская зона, сопровождавшаяся серпентинитами (Антонюк и др., 1979). По-видимому, опережающими по отношению к ней были разломы Улутавского гипербазитового пояса. К юго-востоку от Джалаир-Найманской зоны в венде — кембрии сформировалась Сарытумская зона (Антонюк и др., 1979).

Основные вулканиты, установленные в разрезе кварцито-сланцевой серии Улутавского поднятия и предшествовавшие формированию разреза протяженной линейной зоны Карсакпайского синклиория, представ-

Химический состав докембрийских пород Улутау

Оксиды	235	91г	438б	382г	509а	698а	510а	619	167в	166а	695д
SiO ₂	45,94	47,60	48,14	49,54	44,52	45,77	46,70	47,20	49,55	50,57	50,98
TiO ₂	3,81	2,11	1,70	1,70	1,70	1,87	1,49	1,19	1,02	0,34	0,68
Al ₂ O ₃	16,32	14,64	13,48	12,90	14,12	15,36	14,24	15,01	12,98	14,64	13,39
Fe ₂ O ₃	2,45	2,15	6,27	4,11	5,89	7,50	4,54	5,75	4,61	4,22	4,69
FeO	9,31	9,23	9,07	16,22	7,51	6,98	7,97	6,09	8,74	7,60	6,89
MnO	0,14	0,20	0,26	0,04	0,24	0,21	0,23	0,23	0,21	0,28	0,20
MgO	6,97	7,38	5,85	5,18	7,83	7,60	6,81	6,80	7,88	5,86	7,60
CaO	8,29	11,38	7,37	1,57	12,66	9,53	12,54	11,92	9,59	9,79	10,71
Na ₂ O	3,28	1,79	3,28	0,08	2,49	3,44	3,60	3,76	3,43	2,22	2,28
K ₂ O	0,43	0,84	0,46	1,73	0,75	0,41	0,82	0,64	0,24	0,98	1,26
P ₂ O ₅	0,23	0,14	0,41	0,41	0,18	0,20	0,13	0,11	0,04	0,14	0,07
CO ₂	0,05	—	—	—	—	—	0,14	—	—	1,05	—
H ₂ O ⁺	2,79	1,94	3,06	5,66	1,33	0,55	0,09	0,65	1,34	1,65	0,57
H ₂ O ⁻	0,22	0,28	0,19	0,42	0,32	0,15	0,25	0,23	0,24	0,20	0,18
Сумма	100,23	99,68	99,54	99,56	99,54	99,57	99,55	99,58	99,87	99,54	99,50

Примечание. Кварцито-сланцевая серия: 235 — амфибол-плагноклазовый гнейс, р. Улькн-Тургай, Северный Улутау, аналитик Н. Л. Калашникова; 91г — амфибол-плагноклазовый гнейс, гор. Айгержал, Северный Улутау, аналитик Н. Л. Калашникова; Нижняя железорудная серия: 438б — порфиритовид, сай Аксакал, Северный Улутау, аналитик И. Л. Бирюкова; 382г — хлоритовый сланец, сай Тьемояк, Северный Улутау, аналитик И. Л. Бирюкова. Офиолитовая ассоциация: 509а — амфиболит, массив Зигшат, сай Бозай, Северный Улутау; 698 — амфиболит, к югу от массива Ешкеульмес, Центральный Улутау; 510а — амфиболит, массив Зигшат, сай Бозай, Северный Улутау; 619 — амфиболит, массив Каным, Северный Улутау, аналитик И. Л. Бирюкова; 167в — амфиболит, 166а — амфиболовый сланец — массив Ешкеульмес, Центральный Улутау, аналитик Н. Л. Калашникова; 695д — амфиболит, к югу от массива Ешкеульмес, Центральный Улутау, аналитик И. Л. Бирюкова, химическая лаборатория ГИН АН СССР.

лены толеитовыми базальтами, слабо дифференцированными до щелочных (табл. 2, 3, рис. 2, б). Их появление в разрезе свидетельствует о возникновении более или менее глубоких зон проницаемости, способствовавших проникновению основной магмы. Составы пород близки средним составам базальтов океанического дна, приведенным Дж. Р. Канном (1973.). По относительно высокому содержанию MgO (среднее из 8 анализов — 7,5 вес.%) и по коэффициенту океаничности, предложенному Н. Л. Добрецовым (1975), они вполне отвечают океаническим базальтам ($KO_1 = MgO + 2TiO_2 - 3K_2O = 9,9$). Отношение $FeO : MgO = 1,64$ (табл. 2). Однако по содержанию щелочей амфиболиты этой ассоциации выходят за пределы океанических, так как соотношение между щелочами равно 4 (в океанических базальтах 12,5).

Последующее формирование протяженной линейной структуры Карсакпайского синклинория сопровождалось разломами и привело к накоплению мощного разреза основных и кислых вулканитов, чередующихся с вулканогенно-осадочными породами с подчиненным распространением железистых кварцитов (Марков, 1962). Расположение фигуративных точек анализов порфиритоидов нижней железорудной серии Карсакпайского синклинория намечает дифференциацию по типу известково-щелочных серий (см. рис. 2, а). Вулканиты существенно менее магнезиальны по сравнению с более древними амфиболитами кварцито-сланцевой серии (среднее содержание $MgO = 5,5$ вес.%). Их отличительной особенностью является высокая железистость ($FeO : MgO = 2,5-3,8$). По отношению суммы щелочей к кремнезему породы отвечают толеитовым базальтам. Отношение $Na_2O / K_2O = 2$. Кислые вулканиты, спорадически распространенные в нижней железорудной серии, представляют собой совершенно обособленную группу пород с существенным преобладанием K_2O над Na_2O ($Na_2O / K_2O = 0,8$).

В верхней железорудной серии основные вулканиты распространены значительно шире, чем в нижней, и они часто сопровождаются пла-

стовыми телами и дайками амфиболизированных габброидов. Вулкани-ты представляют собой слабодифференцированную серию с тенденцией в дифференциации от базальтоидов к андезито-базальтам по типу изве-стково-щелочных серий с уменьшением железистости и увеличением щелочности. По сравнению с составом вулканитов нижней железоруд-ной серии они несколько более дифференцированы и менее железисты ($FeO : MgO = 2$). В диаграмме АФМ их фигуративные точки расположе-ны ближе к составу среднего базальта океанического дна. Но по соот-ношениям Na_2O и K_2O они, так же как и предыдущие, отвечают более высокой стадии — типа островной дуги. Анализируя различные возмож-ные причины увеличения щелочности в базальтовых сериях Курило-Камчатской островной дуги Б. П. Золотарев и С. Ф. Соболев (1973) пришли к выводу о наиболее вероятном объяснении изменения состава магм четвертичных базальтоидов в результате ассимиляции корового материала. Это положение применимо и для основных вулканитов же-лезорудных серий.

В соотношениях основных и кислых вулканитов наблюдается такое же расположение фигуративных точек, как и в породах нижней желе-зорудной серии. Составы кислых эффузивов очень близки в обеих сери-ях, несмотря на заметные различия основных вулканитов. В то же вре-мя, несмотря на принципиальные различия в химизме и, очевидно, раз-ные генетические уровни, кислые и основные вулканиты, залегающие в одном разрезе, могут рассматриваться в формационном отношении как контрастные серии. По отношению к ним представляет интерес замеча-ние Т. И. Фроловой (1973) о том, что контрастные формации не извест-ны в современных океанических областях. Они широко развиты в нало-женных эвгеосинклинальных прогибах, увеличиваясь по объему в более поздних тектоно-магматических циклах развития. Одним из необходи-мых условий возникновения контрастной серии является определенная степень зрелости гранитно-метаморфического слоя, которая была отме-чена выше для Улутау.

В то же время по сравнению с характерными чертами зрелой коры, существовавшей во время излияния кислых калиевых эффузивов ниж-ней порфиroidной серии областей поднятий, в линейной зоне одновре-менно с излияниями базальтоидов ранее сформированная кора, очевидно, испытывала растяжение, утонение, сопровождавшееся расколами. Расколы могли быть не очень глубокими и, по-видимому, прав А. А. Ма-ракушев (1973), подчеркивший, что генерация насыщенных кремнезе-мом основных магм, соответствующих безоливиновым толеитовым ба-зальтам, возможно, ограничена пределами земной коры. Характерно то, что с ними обычно не ассоциируют ультраосновные породы. Последние в других ассоциациях с основными магмами подчеркивают связь с глу-бинными мантийными уровнями Земли.

Такой ассоциацией являются последующие во времени серпентини-зированные гипербазиты, амфиболизированные габброиды и амфиболи-ты, слагающие Улутавский гипербазитовый пояс. Особенностью химиз-ма амфиболитов является ярко выраженная толеитовая тенденция диф-ференциации, хотя они и представляют слабодифференцированную се-рию от толеитовых до щелочных базальтов. Все фигуративные точки лежат на вариационной кривой, указывающей на повышение желези-стости в процессе дифференциации магмы (см. рис. 2, б). В ультраос-новных породах FeO' равно 4,5—10,5, в базальтоидах оно достигает 11,1—13,7. Очень характерно меняется соотношение FeO' к MgO . Оно не превышает 0,2 в гипербазитах и 0,8 в габброидах, в то время как в толеитовых базальтах достигает 1,5—2,1. Окиси титана содержится меньше (0,3 вес. %), чем во всех более древних основных вулканитах. Гипербазиты представлены серией пород с магматическими микрострук-турами — от бронзититов и лерцолитов до габбро-пироксенитов, в

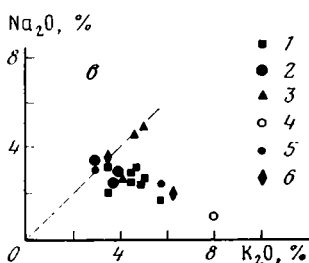
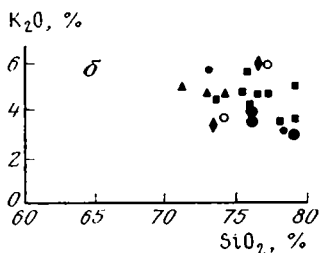
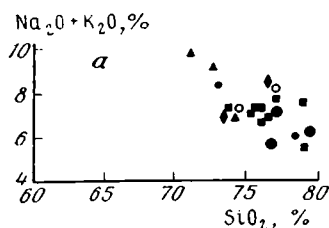


Рис. 3

которых существенно магнезиальные разности сменяются более железистыми. Эта ассоциация пород, очевидно, является наиболее глубокой по сравнению со всеми другими комплексами основных вулканитов Улутау.

Интересно подчеркнуть, что кислые вулканиты Улутау, слагающие порфиroidную серию антиклинального поднятия и участвующие в разрезах нижней и верхней желе-

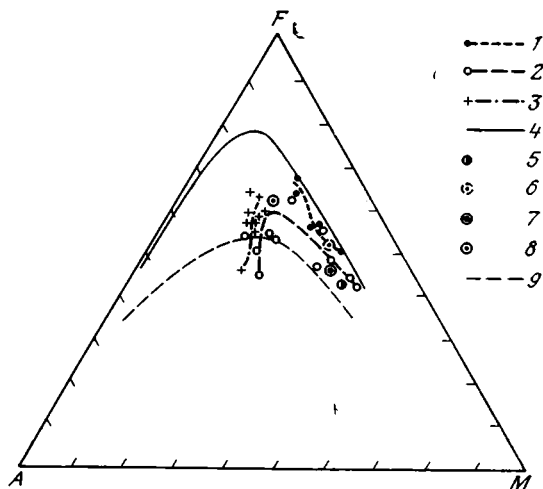


Рис. 4

Рис. 3. Диаграммы отношений различных окислов в порфиroidах разных серий Улутау 1 — нижняя порфиroidная серия; 2—3 — нижняя железорудная серия: 2 — татпенская свита, 3 — сарысайская свита; 4—5 — верхняя железорудная серия: 4 — шагырлинская свита, 5 — биитская свита; 6 — порфирито-порфиroidная серия — лакбайская свита

Рис. 4. Диаграмма AFM вариаций составов вулканитов Джалаир-Найманской (1—2) и Сарыгумской (3) зон

Вариационные кривые и фигуративные точки анализов вулканитов свит: 1 — кокпактинской, 2 — жиделинской, 3 — жалгызской, 4 — пород плутона Скеаргаард (Ферхуген и др., 1974), 5 — среднего амфиболита хребта Палмер (Канн, 1973), 6 — среднего базальта океанического дна (Канн, 1973), 7 — щелочного базальта (Nockolds, 1954), 8 — континентального базальта (Ферхуген и др., 1974), 9 — граница между толентовыми и известково-щелочными сериями пород (Irvine, Baragar, 1971)

зородных серий в деструктивной зоне, в целом близки по составу (см. табл. 1, рис. 3). Они отличаются значительным содержанием кремнезема, большей частью свыше 70% и главным образом 75—77%. Почти во всех разностях окись калия преобладает над окисью натрия, а суммы щелочей находятся в интервале 6—8%. Все эти породы соответствуют среднему типу риолита. Более щелочными являются порфиroidы сарысайской свиты, формирование которых предшествует заложению линейной структуры Карсакапайского синклинория. В них при содержании кремнезема 71—74% сумма щелочей достигает 8,9.

Резкая обособленность составов кислых пород от основных на диаграммах AFM позволяет утверждать, что они не представляют собой

единой генетической серии и являются результатом генерации магм на разных уровнях. Кислые вулканиты, очень близкие по составу, несмотря на разновременность их проявления, очевидно, возникали в результате неоднократного плавления гранитно-метаморфического слоя. По отношению к подобным образованиям справедливо положение, высказанное Т. И. Фроловой (1973), о независимом происхождении их от базальтовой магмы и большой роли палингенеза под действием основных магм в коре. Толентовые базальтоиды, характеризующиеся малыми отношениями Na_2O и K_2O , представляют собой более глубокие, но, возможно, также коровые образования. Достаточная насыщенность их кремнеземом может свидетельствовать, по мнению Иодера и Тилли (1965), о небольшой глубине их фракционирования.

В результате рассмотрения химизма пород Улутау можно подчеркнуть, что наибольшие их объемы, связанные с верхней железорудной серией, представляют ассоциацию с тенденцией дифференциации, направленной на уменьшение роли фемических компонентов и увеличение содержания кремнезема и щелочей.

Вулканиты Кокчетавского массива также достаточно разнообразны по составу, так как приурочены к разновременным зонам деструкций. Их петрохимическая характеристика и тектоническое положение были детально разработаны О. М. Розеном (1977). Порфиритоиды ефимовской серии, распространенные в разрезах к западу от Кокчетавского массива, представлены слабодифференцированной серией базальтоидов (см. рис. 2, б). Основные породы высокомагнезиальны, но коэффициент океаничности не превышает 7,7. Отклонения от типичных толентовых базальтов и андезитов в содержании Na_2O и CaO выразились и в увеличении кремнезема, заметно большее количество которого аномально для этой группы пород (Розен, 1977). Кислые вулканиты той же серии не представляют дифференциатов базальтовой магмы и фигуративные точки их анализов, так же как в карсакапайских сериях, расположены обособленно. В целом основные и кислые вулканиты, по-видимому, представляют собой контрастную серию пород.

В резко наложенных приразломных впадинах распространены порфириты никольско-бурлукской серии, сопровождающиеся гипербазитами. В верхней части серии появляются риолитовые порфиры, и таким образом эта серия также является контрастной по составу. Основные вулканиты отличаются повышенной щелочностью (Розен, 1977).

Химизм вулканитов Джалаир-Найманской зоны (Антонюк и др., 1979) также весьма характерен и варьирует от тенденции дифференциации по типу толентовых базальтов к дифференциации по типу известково-щелочных серий (рис. 4). Наиболее ранние основные вулканиты кокпактинской свиты отличаются значительным увеличением железа ($F=50-68\%$) в процессе дифференциации при почти постоянном содержании суммы щелочей ($A=11-14\%$). Вариационная кривая их химизма близка к кривой, характеризующей дифференциацию химизма интрузии Скеаргаард в Гренландии (по Ферхугену и др., 1974). Они отличаются большим содержанием окиси титана и высоким коэффициентом океаничности, достигающим 10,7. Характерно резкое, почти в 10 раз, преобладание Na_2O над K_2O . Особенностью вулканитов более молодой жиделинской свиты является большая степень дифференциации и появление основных пород с тенденцией дифференциации в известково-щелочную серию. Происходит заметное увеличение щелочей ($A=12-30\%$), главным образом за счет K_2O , и меняется соотношение их от 3,5 к 2.

Жалгызская свита, знаменующая заложение Сарытумской зоны, содержит основные вулканиты, близкие к континентальным базальтам (Геология и металлогения Сарытумской зоны, 1976). Представляя слабодифференцированную серию, эти вулканиты отличаются высокой ти-

танистостью, низкой глиноземистостью, магниальностью и низким коэффициентом океаничности. Отношение суммы щелочей к кремнезему указывает на породы повышенной щелочности.

Сопоставляя данные по химизму вулканитов зон деструкций Улутавского, Кокчетавского и Чуйско-Бурунтавского массивов, можно видеть (см. рис. 2, 4), что среди основных вулканитов наблюдаются две тенденции дифференциации. Значительная часть пород представляет слабодифференцированные серии с трендами дифференциации по типу толеитовых океанических базальтов. Другая группа вулканитов отражает направленность дифференциации по типу известково-щелочных серий. В то же время эти две тенденции сменяют одна другую, как это наиболее ярко выявляется в анализе химизма пород жиделинской свиты Джалаир-Наймана. Первый тип характерен для начальной стадии формирования зон деструкций, второй отражает последующее изменение магмы.

Группа пород, представляющая толеитовую тенденцию в дифференциации, включает ортоамфиболиты кварцито-сланцевой серии и офиолитовой ассоциации Улутау, породы ефимовской и николюско-бурлукской серий Кокчетав, а также кокпактинской свиты Джалаир-Наймана. Среди этих ассоциаций также есть некоторые вариации в степени дифференцированности. Направленность дифференциации подобна описанной для эффузивного потока вулкана Тингмули (Carmichael, 1964), но очень редко она доходит до андезитов. Заметны существенные вариации по щелочности пород и наиболее щелочными являются порфириты николюско-бурлукской серии.

Вариационные линии основных вулканитов железорудных серий Улутау и жалгызской свиты Сарытумы занимают промежуточное положение между характеристиками океанических и континентальных базальтоидов или приближаются к составу последних.

Кислые вулканиты, отличаясь калиевой тенденцией, представляют собой обособленную группу пород, очевидно, не связанную генетически с основными вулканитами. Напротив, для кислых вулканитов разных областей намечаются общие черты независимо от возраста, но в то же время есть некоторые региональные особенности. В Улутау на разных стратиграфических уровнях риолиты характеризуются высоким содержанием кремнезема (75—77 вес.%) и суммы щелочей (6—8 вес.%), а также преобладанием K_2O над Na_2O (см. табл. 1). В Кокчетавском массиве кислые породы содержат кремнезема заметно меньше (71—73 вес.%), и, кроме лав николюско-бурлукской серии, в остальных кислых вулканитах заметно меньше сумма щелочей по сравнению с соответствующими породами Улутау.

Сравнение изученных серий пород по соотношениям щелочей к кремнезему на диаграмме (рис. 5), предложенной А. А. Маракушевым (1973), показывает, что составы основных вулканитов нижней и верхней железорудных серий Улутау не выходят из поля пород толеитовых базальтов. Породы жиделинской свиты Джалаир-Наймана тяготеют к полю пикритовых базальтов, а основные вулканиты кокпактинской свиты — к щелочным пикритам. Тенденция дифференциации к щелочным оливиновым базальтам обнаруживается в ортоамфиболитах кварцито-сланцевой серии и в офиолитовой ассоциации Улутау. В поле трахибазальтов попадает ряд фигуративных точек вулканитов николюско-бурлукской серии Кокчетав и жалгызской свиты Сарытумы.

На диаграмме соотношений глинозема к кремнезему в целом вся группа основных пород Центрального Казахстана отличается промежуточным положением фигуративных точек между вариационными линиями океанических и континентальных вулканогенных серий (рис. 6). Ясно выступают высокоглиноземистые составы пород непрерывно дифференцированной даутской свиты Кокчетав в наиболее основных раз-

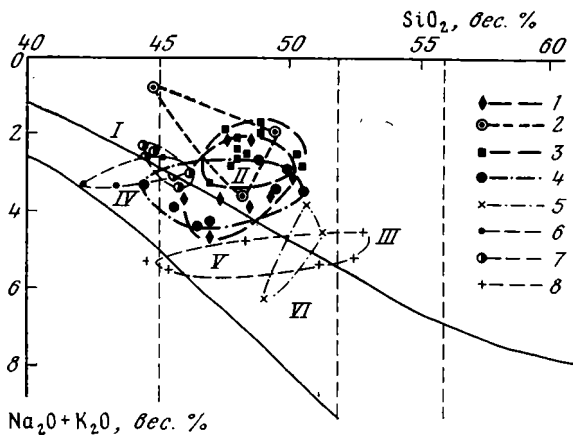


Рис. 5. Диаграмма соотношений суммы щелочей к кремнезему (по А. А. Маракушеву, 1973) основных пород Центрального Казахстана. Составы вулканитов: 1—4 — Улутау: 1 — кварцито-сланцевой серии, 2 — нижней железорудной серии, 3 — верхней железорудной серии, 4 — офиолитовой ассоциации; 5 — никольско-бурлукской серии Кокчетав; 6—8 — Чуйско-Бурунтавского массива; 6 — кокпактинской свиты, 7 — жиделинской свиты, 8 — жалгызской свиты. Поля типовых вулканитов: I — пикритовых базальтов, II — толентовых базальтов, III — андезитов-базальтов, IV — щелочных пикритов, V — щелочных оливиновых базальтов, VI — трахбазальтов

ностях пород. В породах с содержанием кремнезема свыше 50% вариационные кривые пород даутской свиты и краевого вулканического пояса (Охотско-Чукотского) уже очень близки. Такое совпадение составов свидетельствует о подобии структурных особенностей проявления вулканизма. Относительно высоким содержанием глинозема отличаются также породы жиделинской свиты Джалаир-Найманской зоны.

Наблюдаются две тенденции в соотношениях глинозема и кремнезема — постоянное содержание глинозема при увеличении кремнезема характерно для ортоамфиболитов кварцито-сланцевой серии и офиолитовой ассоциации Улутау, для порфиритов никольско-бурлукской серии Кокчетав, так же как и для основных пород вулкана Тингмули. Во всех остальных типах изученных пород Центрального Казахстана происходит прямая корреляция соотношений глинозема и кремнезема. Эта диаграмма хорошо выявляет очень слабое распространение таких пород, как андезиты, и широкое развитие контрастных серий.

Соотношения окиси магния к кремнезему очень показательны для сравнения разных групп основных вулканогенных пород. Ортоамфиболиты кварцито-сланцевой серии и амфиболиты, ассоциирующие с серпентинитами, отличаются близкими характеристиками. Поля их составов совпадают со средними составами щелочных безоливиновых и толентовых малооливиновых базальтов (по Nockolds, 1954).

Меньшими содержаниями окиси магния отличается слабодифференцированная серия вулканитов Карсакапайского синклинория. Рассматриваемые соотношения близки к таковым в средних типах щелочных безоливиновых базальтов — толентовых андезитов.

В целом следует подчеркнуть, что все отмеченное разнообразие вулканоогенных пород не подчиняется какой-нибудь направленности во времени. Исключение составляет лишь коэффициент океаничности. Во всех трех исследованных районах он уменьшается вверх по разрезу: в Улутау от 9,9 до 5,3, в Кокчетаве от 7,7 до 7,3 (за исключением основных вулканитов даутской свиты), в Джалаир-Наймане от 10,7 до 5,8. Следует также подчеркнуть, что для зон деструкций этот коэффициент варь-

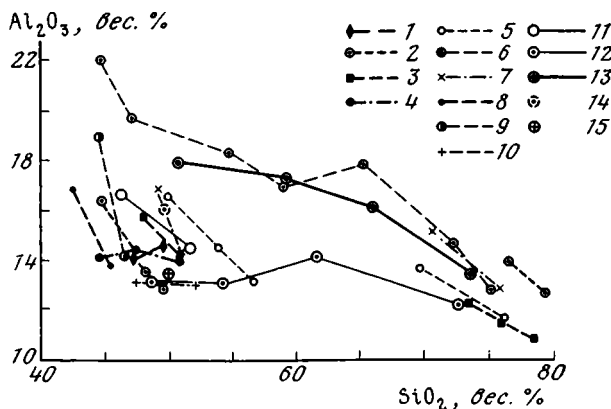


Рис. 6. Вариационные диаграммы составов вулканитов докембрия Центрального Казахстана по соотношению глинозема к кремнезему

1—4 — пород Улутау: 1 — ортоамфиболитов кварцито-сланцевой серии, 2 — вулканитов нижней железорудной серии, 3 — вулканитов верхней железорудной серии, 4 — пород офиолитовой ассоциации; 5—7 — пород Кокчетавы: 5 — ефимовской серии, 6 — даутской свиты, 7 — николюско-бурлукской серии, 8—9 — пород Джалаир-Наймана: 8 — кокпактинской свиты, 9 — жиделинской свиты; 10 — пород Сарытумской зоны — жалгызской свиты; 11 — пород хр. Палмер; 12 — вулканитов Тингмули; 13 — вулканитов Охотско-Чукотского краевого вулканического пояса; 14—15 — фигуративные точки: 14 — базальтов океанического дна, 15 — континентального базальта

ирует значительнее, чем это отмечено Н. Л. Добрецовым (1975) для рифтогенных систем $KO_1=9,5-8$. На примере Центрального Казахстана он колеблется в пределах $10,7-5,3$.

Как было отмечено выше, целый ряд признаков для многих комплексов основных пород изученных деструктивных зон совпадает с отмеченными для океанических базальтов, так же как и нижний предел коэффициента океаничности. Однако все они отличаются более низким натрово-калиевым отношением. В то же время состав кислых вулканитов, чередующихся в разрезах с основными вулканитами, неизменно свидетельствует о их коровом источнике. По-видимому, в структурном отношении происходило неоднократное возникновение зон проницаемости для основных вулканитов и под их воздействием плавление сиалической коры. Условия растяжения не привели к сколько-нибудь значительному раскрытию более глубинных частей структуры.

Заметные различия в составе основных вулканитов, вероятно, связаны с разными глубинными уровнями генерации магм и разной степенью селективной контаминации, как это было подчеркнуто Б. П. Золотаревым (1979) для базальтов современного океана в связи с их разной тектонической позицией.

Несомненным свидетельством более глубинных уровней является присутствие гипербазитов в таких ассоциациях пород, как офиолитовая в Улутау, николюско-бурлукская серия в Кокчетаве, жиделинская свита в Джалаир-Наймана. В то же время на фоне толеитовой тенденции дифференциации в основных вулканитах наблюдаются различные соотношения щелочей и кремнезема. Эти соотношения, по-видимому, зависят от длительности процесса накопления щелочей и в конечном итоге от унаследованных, или наложенных структурных соотношений. Чем длительнее был перерыв, предшествовавший заложению зон деструкций, тем большим количеством щелочей мог обогатиться расплав. В нашем

примере наиболее ярко наложенными структурами являются приразломные впадины, заполненные отложениями никольско-бурлукской серии со щелочными базальтоидами в разрезе и порфиритоиды жалгызской свиты Сарытумы. Наиболее унаследованно в структурном плане залегают вулканиты жиделинской свиты в Джалаир-Найманской зоне и верхней железорудной — в Улутау.

Изменение тенденции в ходе дифференциации от толеитовых к известково-щелочным сериям, частое сонахождение основных и кислых пород в разрезах, по формальным признакам представляющих контрастные базальт-риолитовые формации, близкое сочетание в разрезе базальтоидов с характеристиками пород океанического типа и риолитов, типичных для условий достаточно зрелой коры, почти полное отсутствие андезитов — все эти признаки подчеркивают отличия составов и тенденций дифференциации вулканитов зон деструкции как от пород океанических и островодужных серий, так и от континентальных известково-щелочных ассоциаций краевых вулканических поясов. Петрохимические особенности толеитовых слабодифференцированных серий отличны также и от характеристик дифференцированных офиолитовых ассоциаций зон вторичного растяжения на зрелой стадии островной дуги, приведенных для Восточной Камчатки (Марков и др., 1977). Химизм исследованных пород представляет своеобразный генетический тип, сопровождающий зоны деструкций, в условиях завершающей стадии формирования коры континентального типа. Большая роль зон деструкций позволяет предполагать, что эта кора была еще не столь мощной, как современная, и потому часто реагировала на изменение тектонических режимов.

Для Кокчетавского массива, на основании ряда соображений О. М. Розен (1977) приводит возможные мощности рифейской коры. Для времени отложения непрерывно дифференцированной даутской свиты вулканогенных пород общая мощность коры могла быть около 35 км. Кора обладала мощным «базальтовым» и отчетливо выраженным «гранитным» слоями. Подобные ассоциации пород известны в орогенных вулканических поясах на окраинах континентальных блоков земной коры (Моссаковский, 1975). Во время отложения порфиroidов кууспекской свиты в конце рифея мощность земной коры могла достигать 40 км (Розен, 1977).

Для района Улутау сопоставление с данными, приведенными Б. А. Золотаревым и С. Ф. Соболевым (1973) о содержании K_2O в вулканитах в зависимости от мощности консолидированной коры, позволяет предположить, что мощность ее во время формирования самой древней порфиroidной серии уже могла быть не менее 25—30 км, и кора была достаточно зрелой. В то же время можно предположить, что в области формирования зоны деструкции мощность коры была меньше, хотя и существовал уже маломощный гранитно-метаморфический слой. Такой вывод может быть сделан путем сравнения известково-щелочной серии вулканитов Карсакпайского синклинория с вулканическими сериями ряда островных дуг (Кермадокской, Тонга, Курильской, северо-восточной Японии и др.), данные по которым суммированы Миясиро (Miyashiro, 1974). Мощность коры уже могла быть около 20 км, так как преобладание известково-щелочных серий установлено лишь для таких островных дуг, как Южно- и Северо-Курильская, где уже имеется кора «континентального типа» мощностью 18—30 км (Горшков, 1962).

Сопоставление возможных мощностей коры в пределах Кокчетавско-Чуйского блока обнаруживает существенные региональные различия. Такая неравномерность и сравнительно малая мощность ее, по видимому, и способствовала образованию зон деструкций.

Литература

- Антонюк Р. М., Ляпичев Г. Ф., Маркова Н. Г., Павлова Т. Г., Розен О. М., Самыгин С. Г., Токмачева С. Г., Шужанов В. И., Щерба И. Г. Структуры и эволюция земной коры Центрального Казахстана.— Геотектоника, 1977, № 5.
- Антонюк Р. М., Ляпичев Г. Ф., Маркова Н. Г., Павлова Т. Г., Розен О. М., Самыгин С. Г., Токмачева С. Г., Шужанов В. И., Щерба И. Г. Деструктивные зоны Центрального Казахстана.— В кн.: Тектоническое строение территории СССР. М., «Наука», 1979.
- Геология и металлогения Сарытумской зоны. Алма-Ата, «Наука», 1976.
- Горшков Г. С. Петрохимические особенности вулканизма в связи с типами земной коры.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1962, т. 37, вып. 3.
- Добрецов Н. Л. Петрохимические особенности океанических и раннегосинклинальных базальтов.— Геол. и геофизика, 1975, № 2.
- Золотарев Б. П. Петрология базальтов современного океана в связи с их структурно-тектонической позицией.— Геотектоника, 1979, № 1.
- Золотарев Б. П., Соболев С. Ф. Связь петрохимических особенностей базальтоидов с различными типами земной коры.— В кн.: Земная кора островных дуг и дальневосточных морей. М., «Наука», 1973.
- Иодер Г. С., Тилли К. Э. Происхождение базальтовых магм. М., «Мир», 1965.
- Канн Дж. Р. Вариации содержания главных химических элементов в базальтах дна океана.— В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М., «Мир», 1973.
- Канн Дж. Р. Петрология пород основания хребта Палмер в северо-восточной части Атлантического океана.— В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М., «Мир», 1973.
- Куно Х. Латеральная вариация базальтовой магмы вкост краин континентов и островных дуг.— В кн.: Краины континентов и островные дуги. М., «Мир», 1970.
- Маракушев А. А. Петрохимическая систематика изверженных и метаморфических горных пород.— Изв. высшей школы. Геол. и разведка, 1973, № 8.
- Марков М. С. Тектоника Южной части Карсакпайского синклинория. М., Изд-во АН СССР, Труды ГИН АН СССР, вып. 72, 1962.
- Марков М. С., Некрасов Г. Е., Хотин М. Ю., Шараськин А. Я. Особенности петрохимии офиолитов и некоторые проблемы их генезиса.— Геотектоника, 1977, № 6.
- Меланхолина Е. Н., Молчанова Т. В. Тектоническая система позднемезозойской континентальной окраины востока Азии.— Геотектоника, 1977, № 4.
- Моссаковский А. А. Орогенные структуры и вулканизм палеозойской Евразии. М., «Наука», Труды ГИН АН СССР, вып. 268, 1975.
- Павлова Т. Г. Соотношение между складкообразованием и гранитоидным магматизмом в Южном Улутау. М., «Наука», вып. 101, 1964.
- Павлова Т. Г. К вопросу о времени формирования континентальной коры западной части Центрального Казахстана.— Докл. АН СССР, 1978, т. 238, № 4.
- Пейве А. В., Штрейф Н. А., Моссаковский А. А., Перфильев А. С., Руженцев С. В., Богданов Н. А., Буртман В. С., Книппер А. Л., Макарычев Г. И., Марков М. С., Суворов А. И. Палеозойды Евразии и некоторые вопросы эволюции геосинклинального процесса.— Сов. геология, 1972, № 12.
- Петрография Центрального Казахстана. М., «Недра», т. I, 1967.
- Петрография Центрального Казахстана, М., «Недра», т. II, 1971.
- Предовский А. А. Геохимическая реконструкция первичного состава метаморфизованных вулканогенно-осадочных образований докембрия. Ротапринт. Апатиты, 1970.
- Розанов С. Б. Спилитовая джеспилитовая формация раннего протерозоя Казахстана.— В кн.: Геология и тектоника докембрия Казахстана. М., Изд-во МГУ, 1976.
- Розен О. М. Сохранность химического состава горных пород при метаморфизме. Экспресс-информация, сер. регион, геологии и геол. карт. М., ВИЭМС, 1975, вып. 4.
- Розен О. М. Особенности вулканизма и вопросы эволюции земной коры в позднем докембрии Кокчетавского массива.— Геотектоника, 1977, № 3.
- Ферхуген Дж., Тернер Ф., Вейс Л., Вархафтинг К., Файф У. Земля. М., «Мир», 1974.
- Фролова Т. И. Вулканогенные формации геосинклиналей контрастного типа.— В кн.: Проблемы магматической геологии. Новосибирск, «Наука», 1973.
- Carmichael J. S. E. The petrology of Thingmuli, a tertiary volcano in Eastern Iceland.— J. Petrology, 1964, vol. 5, No. 3.
- Irvine T. N., Baragar W. R. A. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks.— Canad. J. Earth Sci., 1971, vol. 8, No. 5.
- Miyashiro Akiho. Volcanic rocks series in Island Arcs and active continental margins.— Amer. J. Sci., 1974, vol. 274, No. 4.
- Nockolds S. R. Average chemical compositions of some igneous rocks.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1954, vol. 65, No. 10—12.

Геологический институт
АН СССР

Статья поступила
15 декабря 1978 г.

УДК 551.24 : [551.733/3 + 551.734] (574.3)

В. А. ГОЛУБОВСКИЙ

**ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ РАЗРЕЗА ГОР КАРАБАТЫР
В СВЯЗИ С ПРОБЛЕМОЙ СТАНОВЛЕНИЯ КАЛЕДОНИД
ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА**

В пределах Сарысу-Тенизского водораздела имеется непрерывный разрез отложений от верхнего ордовика до нижнего девона включительно, что позволяет с учетом их формационной характеристики отнести эту область к ранним герцинидам с временем завершающей складчатости — средний девон. Намечена новая граница областей каледонской и герцинской складчатости. В течение силура — раннего девона каледониды Центрального Казахстана представляли собой ороген. Материалы статьи определяют необходимость нового подхода к тектоническому районированию региона, требуют уточнения и изменения представлений на структурную этажность герцинского комплекса и на его соотношения с каледонским.

Осадочные и вулканогенные толщи гор Карабатыр и окрестностей на Сарысу-Тенизском водоразделе прежде были изучены В. Г. Тихомировым, который в 1954 г. обособил среди них отложения ордовика и среднего девона, а затем О. В. Минервиным, выделившим карабатырскую свиту нижнего силура и условно нижний девон (Великовская и др., 1971). Несколько позже карабатырская свита была переименована в екикудукскую с возрастом карадок — ашгилий (Минервин, 1971). Исследования автора 1970—1972 гг. внесли существенные стратиграфические уточнения, которые вместе с детальными литологическим и структурным изучением толщ позволяют по-новому оценить тектоническую позицию региона и провести анализ его истории на завершающих этапах каледонского и начальных этапах герцинского развития.

Разрез гор Карабатыр показан на рис. 1 и 2. В его основании расположена карабатырская свита, представленная сероцветными аргиллитами, песчаниками и алевролитами, которые группируются в три пачки: нижнюю — преимущественно алевролито-аргиллитовую с прослоями туфов и туффитов (мощность более 1200 м), среднюю — в основном песчаниковую с линзами конгломератов (мощность 300 м) и верхнюю — песчаниково-алевролитовую с линзами известняков (мощность 150 м). Подошва карабатырской свиты и ее соотношения с более древними отложениями не известны. Ордовикский возраст свиты документируется находками кораллов, брахиопод, трилобитов и грантолитов (рис. 1, горизонт 1): *Agetolites acquireptatus* Kov., *A. minor* Lin., *Mesofavosites dubius* Kov., *Iliaenus* cf. *bajanaulicus* Lis., *Remopleurides* sp., *Opsimaphus* sp., *Raphiophoridae*, *Encrinurus* sp., *Cheiruidae*, *Sowerbiella undulata* (Salt.), *Coelospira* cf. *concaua* Hall., *Pseudoclimacograptus* sp., *Rectograptus* cf. *abbreviatus* E. et W. Согласно этому списку, верхняя часть карабатырской свиты принадлежит ашгилию. Нижняя, возможно, относится к карадоку.

Выше карабатырской располагается чегоминская свита, представленная также сероцветными песчаниками, конгломератами, алевролитами и аргиллитами. Ранее В. Г. Тихомировым отложения свиты относились к жаксыконской серии среднего девона или условно к нижнему

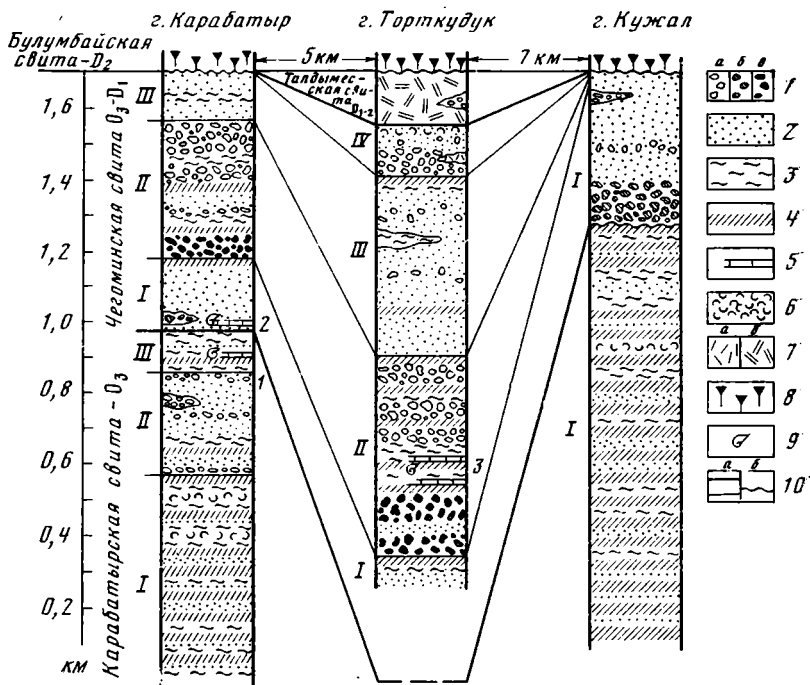


Рис. 1. Стратиграфические разрезы гор Карабатыр и их окрестностей: 1 — конгломераты: а — из обломков разнообразного состава, б — из обломков серых окварцованных песчаников (маркирующий горизонт); в — из обломков сургучных яшм (маркирующий горизонт); 2 — песчаники; 3 — алевролиты; 4 — аргиллиты; 5 — известняки; 6 — туффиты и туффпесчаники; 7 — туфы и лавы: а — липаритового состава, б — дацитового и липарито-дацитового составов; 8 — автомагматические брекчии липаритового состава (покровы); 9 — местонахождения ископаемой фауны; 10 — границы: а — согласного залегания, б — несогласного залегания. Цифрами у колонок обозначены: римскими — пачки свит, арабскими — местонахождения ископаемой фауны

девону (Великовская и др., 1971). Чегоминская свита подразделяется на четыре пачки (снизу): первую — песчаниковую (мощность 200—500 м), вторую — аргиллитово-конгломератовую (мощность 400—500 м), третью — песчаниковую (мощность 600 м), четвертую — конгломератовую (мощность 150—200 м). Все пачки обеих свит откартированы на площади их распространения.

В разрезе гор Карабатыр между карабатырской и чегоминской свитами нами установлен постепенный переход. Предполагавшееся здесь ранее несогласие на уровне основания чегоминской свиты (Великовская и др., 1971) не подтвердилось. Однако картированием установлено, что в 10—12 км к северо-западу от этого разреза (южнее гор Кужал) базальные горизонты чегоминской свиты, представленные мощной пачкой конгломератов (150 м), залегают с азимутальным несогласием на нижней (алевролитово-аргиллитовой) пачке карабатырской свиты.

В линзах известняков среди базальных горизонтов чегоминской свиты присутствуют кораллы ашгильского века (рис. 1, горизонт 2): *Propora* cf. *breviseptata* Kov., *Mesofavosites dubius* Kov., *Paleofavosites* sp., *Agelolites minor* Sin., *Heliolites parvulus* Kov.

В известняках второй пачки содержится комплекс брахиопод, кораллов, трилобитов, отвечающий в целом позднему ашгилию — раннему лландовери (рис. 1, горизонт 3): *Brontocephalus argutus* Kolob., *Pliomerina* cf. *tolenensis* Kolob., *Llaenus* sp., *Remopleurides* sp., *Paraharpes* sp.,

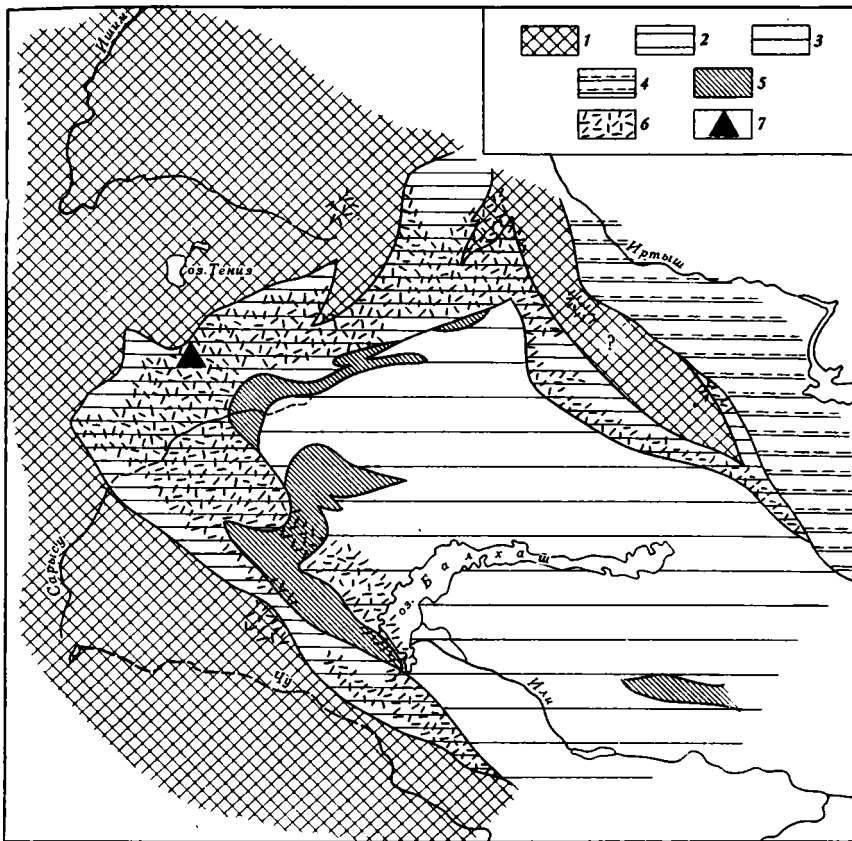


Рис. 2. Схема тектонического районирования Центрального Казахстана (по складчато-орогеническим движениям, завершившим геосинклинальное развитие)

1 — области проявления складчатости в позднем ордовике — раннем силуре (таконская фаза); 2 — области проявления складчатости в среднем — позднем девоне (акадская фаза); 3 — области проявления складчатости в раннем — позднем карбоне (судетская и астурийская фазы); 4 — Иртыш-Зайсанская складчатая область; 5 — геоантиклинальные сооружения, сложенные складчатыми комплексами докембрия и нижнего палеозоя; 6 — вулканический пояс девона; 7 — местоположение разреза Карабатыр

Visbulites cargoensis Hill., *Plasmoporella kjaeri* Sokolov, *P. tytylensis* Ivanov., *P. spinosa* Bondarenko, *Spirigerina* cf. *praemarginalis* (Savage), *Plectodonta* cf. *milinensis* (Zones), *Resserella* sp., *Naliokina* sp.

Таким образом, в разрезе гор Карабатыр установлены непосредственные соотношения между верхним ордовиком и нижним силуром: постепенный переход и тесная взаимосвязь. Ранее таких соотношений на западе Центрального Казахстана известно не было. В этом заключается первое и наиболее важное значение разреза.

Выше чегоминской свиты расположены кислые и средние эффузивы и туфы талдымесской свиты нижнего — среднего девона¹. Между этими свитами также установлена тесная взаимосвязь, выраженная появлением в четвертой пачке чегоминской свиты линз кислых туфов, туфопесчаников и туфогравелитов. В самых верхах пачки наблюдается переслаивание вулканогенно-осадочных и осадочных пород красно-буро-

¹ Свита выделена нами в 1971 г. вместо желтымесской свиты и нижнеталдысайской подсвиты (Мазарович и др., 1971), оказавшихся стратиграфическими аналогами. У гор Кызымшек в ее низах собраны остатки раннедевонской флоры (Голубовский и др., 1976).

го цвета. Учитывая однозначно доказанный возраст низов талдымесской свиты и описанные взаимоотношения, верхнюю половину чегоминской свиты следует относить к верхнему силуру — нижнему девону. Из верхов чегоминской свиты в разрезе правобережья ручья Сарыбулак (северо-восток Сарысу-Тенизского водораздела) собран смешанный комплекс органических остатков лландоверийского — лудловского веков — граптолиты, кораллы, строматопороидеи, трилобиты, брахиоподы: *Pseudoclimacograptus hughesi* Nich., *Ps. extremus* Lapw., *Pristiograptus concinnus* (Lapw), *Demirastrites* sp., *Mesofavosites praemaximus* Sok., *Propora cancellatiformis* Sok., *Pseudoplasmodora nana* Bond., *Heliolites* sp., *Hedstromophillum vermiculatum* (Nikol), *Calostilis* sp., *Dokopyllum?* или *Heterophrensia?*, *Ecclimadiction microvesiculosum* (Riab.), *Kosovopeltis* cf. *partschii* (Barr.), *Encrinurus* cf. *onniensis* Whitt., *Odontopleura* cf. *ovata* Emmer., *Warburgella* sp., *Lissatrypa* ex gr. *recta* Nikif., *Stricklandia* sp.

Следовательно, в разрезе гор Карабатыр и ее окрестностей имеется непрерывный разрез отложений от верхнего ордовика до нижнего девона. Подобные соотношения не являются частными, характеризуют собой «локальные остаточные прогибы». Они имеют широкое распространение от Западного Прибалхашья до юга Тенизской впадины и были установлены также в бассейне рек Жаксы-Кон и Жаман-Кон, в районе оз. Мейшкесор и на крайнем востоке Сарысу-Тенизского водораздела (устные сообщения В. Н. Завражнова и Ю. А. Васюкова). О них также свидетельствуют материалы по Западному Прибалхашью (Полтавцева и др., 1971; Токмачева и др., 1971) и результаты геологического картирования в северо-восточной Бетпак-Дале.

Все это позволяет утверждать, что на востоке рассматриваемой области, традиционно относимой к каледонидам Центрального Казахстана, имел место непрерывный процесс накопления от позднего ордовика по ранний девон включительно. Этим самым намечается резкая дифференциация этой области, считавшейся ранее единой: согласно общим представлениям, выказанным впервые А. А. Богдановым, она отделялась от герцинской геосинклинали Северного Прибалхашья вулканическим поясом (Богданов, 1959, 1965). При этом оказывается, что ее восточная часть по своему развитию в конце ордовика — раннем девоне близка области Джунгаро-Балхашской геосинклинали: в это время здесь происходило образование формаций типа флишоидной (низы карабатырской свиты), граувакковой (верхи карабатырской свиты, чегоминская свита в разных частях территории, ордовик — нижний девон Западного Прибалхашья). Западная же часть территории, не несущая следов седиментации вплоть до среднего девона, резко отличается от нее и по характеру своего развития должна быть отнесена к каледонидам (как будет показано ниже, ранним) — с конца ордовика по начало девона она представляла орогенную область. Восточная граница каледонид проходит от восточных окраин Тенизской впадины к Эскулинскому куполу и далее вдоль юго-западной окраины Джалаир-Найманской зоны (Голубовский, 1975).

Заключение о необходимости отнесения значительной восточной части каледонид запада Центрального Казахстана к герцинидам является следующим результатом изучения разреза гор Карабатыр. Соответственно этому заключению кардинально меняются представления об историко-тектонической позиции девонского вулканического пояса, который, во-первых, не занимает, как предполагалось ранее, пограничного положения между герцинидами и каледонидами, а принадлежит области ранних герцинид (складчатость в среднем девоне), и, во-вторых, не является чужеродным новообразованием, а естественно завершает развитие внешней зоны Джунгаро-Балхашской геосинклинали и выражает собой явление субсеквентного магматизма. В связи с этим должны определяться особенности его металлогении.

Не менее существенное значение разреза гор Карабатыр состоит в том, что, располагаясь в непосредственной близости к области каледонид, будучи непрерывным и сравнительно хорошо палеонтологически документированным, он позволяет проследить развитие тектонических движений и привязать их ко времени. Карабатырская свита, представленная преимущественно тонкозернистыми и глинистыми породами, формировалась в условиях морского глубоководья, вероятно, при относительно спокойном тектоническом состоянии ближайшего окружения. Появление в ее средней части (рис. 1, пачка II) грубозернистых песчаников и линз конгломератов из обломков пород докембрия, кембрия, нижнего и среднего ордовика, очевидно, свидетельствует о тектонической активизации в областях сноса и об их воздымании. Эти движения приходится на начало ашгильского, может быть, конец карадокского веков.

Думается, что именно этим временем следует датировать перемену в тектоническом развитии области каледонид — превращение ее из геосинклинали в ороген. Принимая смену геосинклинали стадии развития на орогенную за решающий рубеж в тектонической периодизации истории геосинклинальных областей, каледониды Центрального Казахстана должны быть отнесены к ранним каледонидам, или таконидам. Вероятно их следует рассматривать как тектонотип областей этого рода.

Однако наиболее энергичное воздымание произошло в конце ашгильского — начале лландоверийского веков, с чем связано появление валунных конгломератов чегоминской свиты. На северо-востоке Сарысу-Тенизского водораздела конгломераты и грубозернистые песчаники распространены по всему разрезу свиты. Этой частью общего анализа установлено, что бытующее представление о существовании в силурийском периоде на месте таконид Центрального Казахстана пенеплена является ошибочным, поскольку вблизи пенеплена немыслимо возникновение грубообломочных толщ. Вместе с этим строение разреза гор Карабатыр показывает, что процесс преобразования геосинклинали в ороген был длительным и имел пульсационный характер.

Тектонический анализ разреза гор Карабатыр приближает нас к более полной, обстоятельной и доказанной периодизации ранних этапов герцинской истории западной части Центрального Казахстана. Его непрерывный характер от верхнего ордовика до нижнего девона не оставляет стабильного интервала и места для так называемых ранних, или нижних красноцветных моласс (Моссаковский, 1965; Мазарович, 1973). Иначе говоря, орогенное воздымание в зоне ранних каледонид привело к образованию в соседней герцинской геосинклинали формации, по своему облику больше всего отвечающей понятию «граувакковая» (Четверикова, 1960), и только в узкой полосе (5—10 км), прилегающей к орогену, формировались и сохранились поныне (!) грубообломочные накопления, которые можно именовать «морской молассой». Континентальные красноцветные эквиваленты этих формаций распространены спорадически и накапливались ограниченно на отдельных участках во внешней оторочке морской молассы — кзылтавская свита Эскулинского купола. (Голубовский и др., 1964), верхний силур Западного Прибалхашья (Токмачева и др., 1971).

Установленное латеральное сочетание и размещение формаций, принадлежащих противоположным тектоническим классам (Херасков, 1967), показывает условность последних и соответственно требует большой осторожности при идентификации тектонических элементов и этапов их развития по отдельным формациям, даже таким типоморфным, какими считаются грубые красноцветные молассы.

Рассмотренные особенности разреза гор Карабатыр определяют необходимость нового подхода к тектоническому районированию области

(рис. 2) и требуют уточнения или изменения представлений на структурную этажность герцинского комплекса и на его соотношение с каледонским в плане так называемого пересечения складчатостей, т. е. поднимают ряд важных вопросов, которые нужно рассматривать подробно и самостоятельно.

Пользуясь случаем, выражаю признательность А. А. Богданову, с которым имел возможность обсудить часть рассмотренных вопросов. Приношу благодарность О. Б. Бондаренко, Ю. А. Васюкову, Т. Н. Голубовской, В. Н. Завражному, О. В. Минервину, Е. С. Левицкому, Г. Т. Ушатинской, Н. А. Чельцовой, А. Л. Юриной за предоставленные материалы, определения ископаемых остатков и консультации.

Литература

- Богданов А. А.* Основные черты палеозойской структуры Центрального Казахстана.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1959, т. 34, вып. 1.
- Богданов А. А.* Тектоническое районирование палеозойского Центрального Казахстана и Тянь-Шаня. Ст. 1. Строение каледонского срединного массива.— Бюл. МОИП, Отд. геол., 1965, т. 40, вып. 5.
- Великовская Э. М., Минервин О. В., Ушатинская Г. Т., Чельцова Н. А.* Стратиграфия и зональное расчленение нижнесилурийских отложений Сарысу-Тенизского водораздела.— В кн.: Вопросы геологии Центрального Казахстана, матер. по геологии Центрального Казахстана, т. 10. Изд-во МГУ, 1971.
- Голубовский В. А.* Вулканический пояс девона Центрального Казахстана: структурная и историческая позиция.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1975, № 7.
- Голубовский В. А., Голубовская Т. Н., Юрина А. Л.* К стратиграфии нижнего девона запада Центрального Казахстана.— Изв. АН СССР, Сер. геол., 1976, № 2.
- Голубовский В. А., Зайцев Ю. А., Петренко А. Э., Юрина А. Л.* Строение красноцветных девонских отложений Эскулинского купола.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1964, т. 39, вып. 1.
- Мазарович О. А.* Геология девонских моласс каледонид Центрального Казахстана и общие вопросы образования молассовых формаций.— Автореф. док. дис. Геол. факультет МГУ, 1973.
- Мазарович О. А., Веймарн А. Б., Великовская Э. М., Малиновская С. П., Пейх В., Разина Т. П., Юрина А. Л.* Девон северного крыла Сарысу-Тенизского поднятия и южного крыла Тенизской впадины.— В кн.: Вопросы геологии Центрального Казахстана, матер. по геологии Центрального Казахстана, т. 10. Изд-во МГУ, 1971.
- Минервин О. В.* Ордовик Сарысу-Тенизского водораздела. Стратиграф. совещ. по допалеозою и палеозою Казахстана (тез. докл.), ротапринт ИГН АН КазССР. Алма-Ата, 1971.
- Моссаковский А. А.* К вопросу об орогенном этапе развития геосинклинальных областей.— Геотектоника, 1965, № 2.
- Полтавцева Н. В., Рукавишников Т. Б., Севрюгин Н. А., Токмачева С. Г.* Верхний — нижний силур Юго-Восточного Казахстана. Стратиграф. совещ. по допалеозою и палеозою Казахстана (тез. докл.), ротапринт ИГН АН КазССР, Алма-Ата, 1971.
- Токмачева С. Г., Парецкий Н. И., Малицкий О. В., Шувалов С. Я., Палец Л. М.* Верхний силур и девон Западного и Юго-Западного Прибалхашья и Юго-Восточной Бетпак-Далы. Стратиграф. совещ. по допалеозою и палеозою Казахстана (тез. докл.), ротапринт ИГН АН КазССР. Алма-Ата, 1971.
- Херасков Н. П.* Тектоника и формации. М., «Наука», 1967.
- Четверикова Н. П.* Ордовикские и силурийские отложения западной части Центрального Казахстана. Матер. по геологии Центрального Казахстана, т. 1. Изд-во МГУ, 1960.

ВНИИГеофизика,
Москва

Статья поступила
7 июня 1974 г.

УДК 551.242.3(579.3)

В. А. КАРЯЕВ, В. Т. КАЗИМИР

**СТРОЕНИЕ И ОФИОЛИТЫ
СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ДЖАЛАИР-НАЙМАНСКОГО СИНКЛИНОРИЯ
(ЦЕНТРАЛЬНЫЙ КАЗАХСТАН)**

Рассмотрено строение северной части Джалаир-Найманского синклинория, охарактеризованы выделенные структурные ярусы и подъярусы, показана высокая эффективность гравиразведки и магниторазведки при изучении тектонического строения. Изложены геологические и геофизические материалы, свидетельствующие о значительной роли горизонтальных перемещений в формировании внутренней структуры Джалаир-Найманской зоны и об аллохтонном положении гипербазитовых массивов, которые сопровождаются здесь развитием меланжа и, возможно, олистостром.

Офиолитовая ассоциация пород всегда привлекала внимание геологов, занимавшихся изучением эвгеосинклиналильных зон и поисками связанных с ней полезных ископаемых. Интерес к офиолитам особенно возрос в последнее время, когда некоторые исследователи стали считать их выведенными на поверхность фрагментами древнего океанического ложа (Пейве, 1969, 1975, и др.). В связи с изучением офиолитов в различных складчатых системах установлены надвиги и шарьяжи, которые сопровождаются, как правило, образованиями типа меланжа и олистостром. Это повлекло за собой пересмотр структуры целых регионов, таких, например, как Кавказ (Хаин, 1975; Книппер, Соколов, 1976; Григорьев и др., 1975), Урал (Дергунов и др., 1975; Целиков, 1976) и др. Особое положение в этом смысле занимает такой крупный регион, как Центральный Казахстан, где широко развиты палеозойские офиолитовые пояса, однако публикации, рассматривающие их в свете новейших достижений тектоники, очень редки (Антонюк, 1972, 1974; Беспалов, Шелепова, 1974).

Ниже изложены некоторые результаты геолого-геофизических исследований, проведенных в северной части Джалаир-Найманского синклинория, или, как его еще называют, Джалаир-Найманской зоны разломов, сопряженной с Чу-Илийским антиклинорием — крупной нижней палеозойской структурой Центрального Казахстана.

Изучение геологической структуры и офиолитов такой древней структуры, как Джалаир-Найманский синклинорий, сопряжено с трудностями, связанными с интенсивной переработкой ее более молодыми тектоническими процессами. Трудность в изучении Джалаир-Найманской зоны заключается еще и в том, что район, где проводились исследования, характеризуется весьма низкой степенью обнаженности (85% площади перекрыто рыхлыми осадками кайнозоя) и слабой геологической изученностью (здесь только начаты среднемасштабные геологосъемочные работы).

В геологическом строении исследованной площади участвуют кремнисто-терригенные отложения среднего — верхнего ордовика, терригенно-вулканогенные образования девона, комплекс ультраосновных пород, массивы и крупные дайки биотит-амфибол-пироксеновых грано-

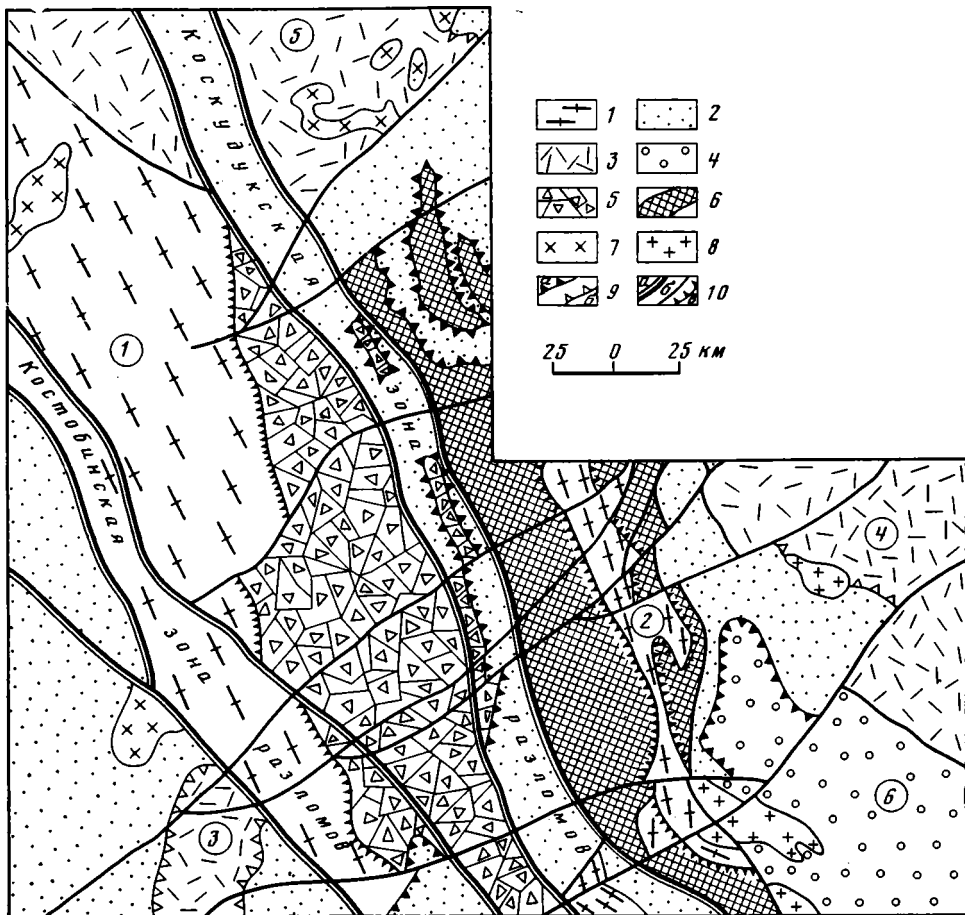


Рис. 1. Тектоническая схема северной части Джалаир-Найманского синклиория
 1 — геосинклинальный структурный ярус (флишеидная формация); 2 — раннеорогенный структурный подъярус (красноцветная молассовая формация); 3 — позднеорогенный структурный подъярус (красноцветные андезит-липаритовая и молассовая формации); 4 — сублатформенный структурный ярус (карбонатно-терригенная формация); 5 — Алатакверская зона меланжа; 6 — Шибандинский гипербазитовый массив; 7 — среднедевонские гранитоиды; 8 — субвулканические фельзит-порфиры; 9 — границы: а — между структурными ярусами, б — между структурными подъярусами; 10 — разрывные нарушения: а — главные, б — второстепенные, в — надвиги. Цифры на схеме: антиклинали: 1 — Алатакверская, 8 — Коскудукская; синклинали: 3 — Жертасская, 4 — Коскудукская, 5 — Коксайская, 6 — Карасуйская

диоритов и гранодиорит-порфиров среднедевонского возраста, верхнедевонские субвулканические интрузии фельзит-порфиров. Стратиграфия пород ордовика и девона, а также возрастная индексация интрузивных образований разработаны в настоящее время условно, так как практически ни одна толща не охарактеризована фаунистически надежно и расчленение их основано на структурном положении, взаимоотношениях и литологическом сходстве с отложениями смежных территорий.

Тектоническая структура описываемой площади изображена на рис. 1. Здесь выделяется три структурных яруса: геосинклинальный, орогенный и сублатформенный.

Геосинклинальный структурный ярус состоит из отложений ордовика и пород офиолитового комплекса. Ордовик представ-

лен ритмично переслаивающимися зеленоцветными песчаниками, алевролитами, аргиллитами с редкими линзами пелитоморфных известняков и многочисленными прослоями яшм и яшмо-кварцитов. Эти породы сильно метаморфизованы и превращены практически в парасланцы, а известняки частично мраморизованы. По составу и характеру переслаивания ордовикские отложения относятся к типичной флишеидной формации и отражают зрелую (или предорогенную) стадию геосинклинального этапа развития. Они смяты в узкие линейные складки северо-западного простирания, осложненные многочисленными разрывами. Офиолитовый комплекс представлен серпентинитами и пироксенитами Шибандинского массива и обломочными породами Алатакверской зоны меланжа, элементом которого является и Шибандинский массив. Более подробно на характеристике офиолитов мы остановимся позже, а сейчас лишь отметим, что кроме тектонических образований зоны меланжа здесь имеются, возможно, и офиокластовые олистостромы.

Орогенный структурный ярус подразделяется на два подъяруса — ранне- и позднеорогенный, представленные двумя свитами нижнего и среднего девона, которые существенно отличаются по составу и характеру образуемых структур.

Раннеорогенный подъярус включает отложения коктаской свиты нижнего девона, которые представлены переслаивающимися разнотернистыми полимиктовыми песчаниками, конгломератами, кремнистыми алевролитами с прослоями туфов кислого состава. В основании свиты выделяется пачка базальных конгломератов. Все породы коктаской свиты имеют красноцветный облик и образуют типичную красноцветную молассовую формацию. Они слагают синклинали, наложенные на пенепленизированную поверхность пород геосинклинального структурного яруса, но их оси ориентированы субпараллельно складчатому сооружению ордовика, подчеркивая унаследованность нижнепалеозойских структур. Линейные складки второго и более высоких порядков в этой свите также субпараллельны структурам ордовика.

К позднеорогенному подъярису отнесены терригенно-вулканогенные красноцветные образования карасайской свиты нижнего — среднего девона, которая сложена литокристаллокластическими туфами и туфолавами липаритового, липарито-дацитового и андезитового состава с пачками и горизонтами песчаников и конгломератов. Состав карасайской свиты не постоянен. В пределах Коксайской и Жертаской синклиналей она сложена вулканитами кислого состава, а в пределах Коскудукской синклинали существенную роль играют вулканиты среднего состава. Таким образом, карасайская свита представляет собой практически смесь двух формаций: молассовой красноцветной и наземно-вулканогенной андезит-липаритовой. Позднеорогенный структурный подъярус отражает, на наш взгляд, не столько эпигеосинклинальный орогенный этап, сколько этап становления краевого вулканического пояса Центрального Казахстана (Богданов, 1959), который своей юго-восточной ветвью захватывает и описываемую территорию. Именно этот фактор и обусловил структурную позицию карасайской свиты, которая слагает явно наложенные пологие брахисинклинальные складки, не проявляющие заметной унаследованности более древних структур. Резкое повышение основности вулканогенных образований в северо-восточном направлении, т. е. вкост вытянутости вулканического пояса, и постоянство состава этих пород по его простиранию также свидетельствует о связи карасайской свиты с формированием краевого вулканического пояса.

Таким образом, структуры раннеорогенного и позднеорогенного подъярусов относятся к различным классам. На этом вопросе авторы остановились подробно потому, что некоторые геологи, работающие в этом районе, не склонны выделять в составе орогенного яруса отдельные подъярусы. Нам же представляется, что девонский период харак-

теризовался здесь как бы сопряжением и наложением двух генетически различных тектонических процессов, один из которых связан с заключительным орогенным этапом каледонского геосинклинального цикла, а другой — со становлением новой региональной структуры — краевого вулканического пояса.

Субплатформенный структурный ярус представлен лишь своей нижней частью — терригенной красноцветной толщей франского яруса, которая залегает резко несогласно на более древних породах и сложена конгломератами, гравелитами, песчаниками и алевролитами с линзами липаритовых порфиров и их туфов, реже известняков.

Сложное тектоническое строение изученной площади нашло отражение в характере гравитационного и магнитного полей благодаря значительной дифференциации пород по плотности и магнитной восприимчивости. Наибольшее влияние на гравитационное поле оказывают породы офиолитового комплекса, характеризующиеся значительной литологической неоднородностью и, как следствие, широкими пределами изменения плотности. Максимальную плотность имеют пироксениты и обломочные породы зоны меланжа (от 2,70 до 3,14, в основном 2,95—3,02 г/см³), создающие крупные и интенсивные положительные аномалии силы тяжести, а минимальную — серпентиниты и бирбириты (от 2,15 до 2,77, в основном 2,46—2,54 г/см³), отмечающиеся в гравитационном поле отрицательными аномалиями. Средние значения плотности образований ордовика (2,75 г/см³) и девона (2,67 г/см³) определены менее надежно в связи с отсутствием достаточного количества скважин, вскрывающих их ниже зоны выветривания. Среди пород девона лишь андезитовые порфириты карасайской свиты отличаются повышенной плотностью (2,73 г/см³), однако они распространены ограниченно, встречаясь в виде отдельных горизонтов в восточной части площади. Субвулканические фельзит-порфиры со средней плотностью 2,57 г/см³ обычно отмечаются локальными минимумами поля силы тяжести. Среднедевонские гранодиориты из-за слабого отличия по плотности (2,72—2,74 г/см³) от вмещающих пород ордовика не находят четкого отражения в гравитационном поле, хотя и слагают довольно крупные интрузивные массивы.

По магнитным свойствам породы исследованной территории также неоднородны, что позволяет широко использовать данные магнитометрии для литологического картирования. К магнитоактивным породам относятся гипербазиты, обломочные образования зоны меланжа, туфолавы липарито-дацитового состава и андезитовые порфириты карасайской свиты, гранодиориты и гранодиорит-порфиры, субвулканические фельзит-порфиры. Магнитная восприимчивость их изменяется от 5 до $9200 \cdot 10^{-6}$ СГС, причем пределы изменения для различных литологических разностей обычно перекрываются. Однако совместный анализ магнитной и геологической карт показывает, что наиболее интенсивное и выдержанное поле наблюдается над серпентинитами. Пироксениты и обломочные породы офиолитового состава характеризуются знакопеременным и в целом менее интенсивным магнитным полем, хотя и среди них встречаются образцы с очень высокой магнитной восприимчивостью. Горизонты андезитовых порфиритов и туфолав липарито-дацитового состава обычно отмечаются «цепочками» локальных положительных аномалий. Аналогичные повышения магнитного поля наблюдаются над гранодиоритами и субвулканическими фельзит-порфирами, что позволило последующим проверочным бурением выявить несколько ранее неизвестных массивов этих пород. Линейные положительные аномалии магнитного поля фиксируют дайки гранодиорит-порфиров, приуроченные к разрывным нарушениям. Магнитная восприимчивость остальных пород исследованной площади не превышает $(50—100) \cdot 10^{-6}$ СГС.

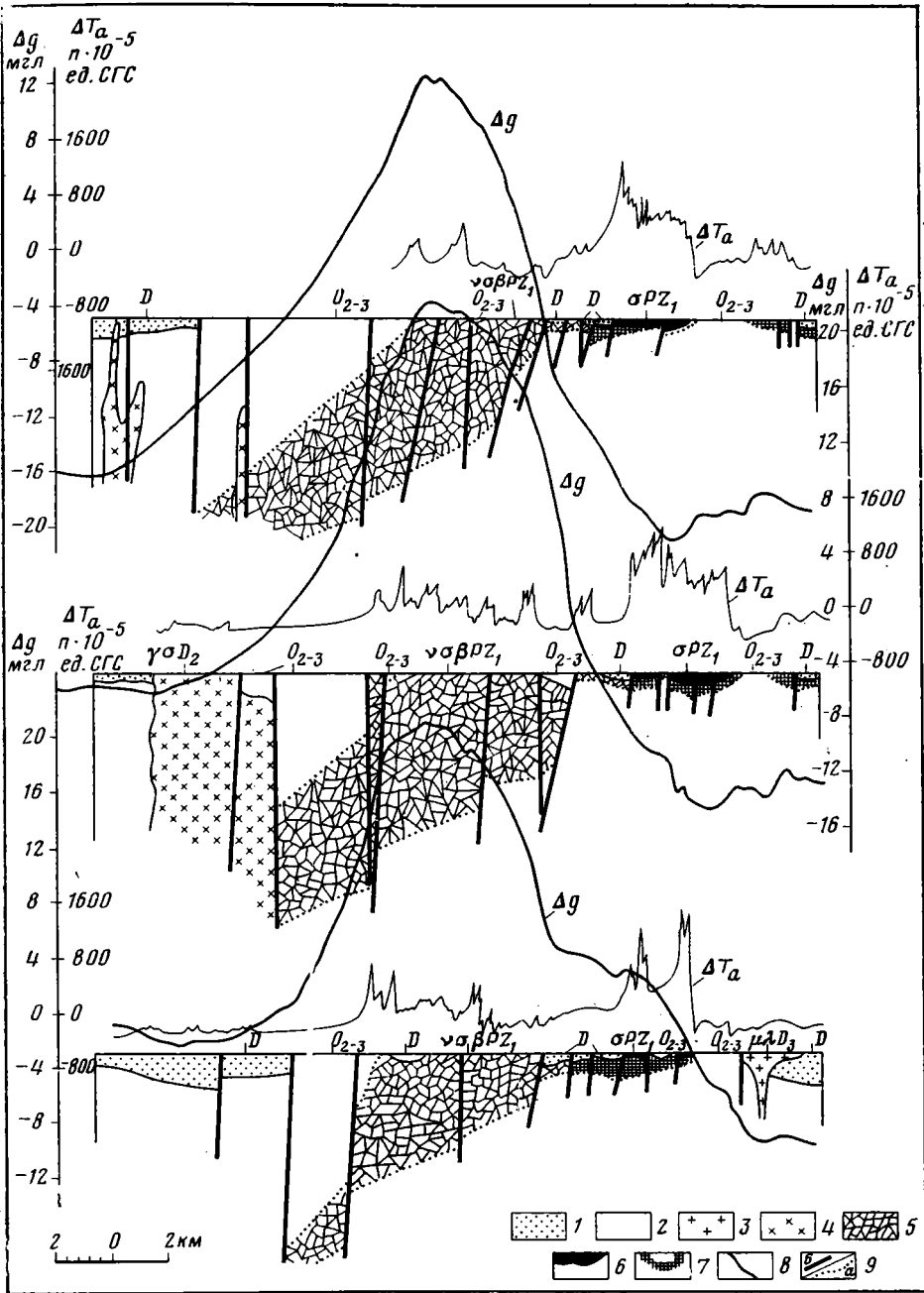


Рис. 2. Геолого-геофизические разрезы через Алатакверскую зону меланжа и Шибандинский массив

1 — красноцветные вулканогенно-терригенные отложения девона ($\Delta\sigma = -0,08 \text{ г/см}^3$);
 2 — зеленоцветные кремнисто-терригенные отложения среднего — верхнего ордовика ($\Delta\sigma = 0$); 3 — субвулканические фельзит-порфиры ($\Delta\sigma = -0,18 \text{ г/см}^3$); 4 — гранодиориты ($\Delta\sigma = -0,01 \text{ г/см}^3$); 5 — меланж Алатакверской зоны ($\Delta\sigma = +0,25 \text{ г/см}^3$); 6 — серпентиниты Шибандинского массива ($\Delta\sigma = -0,25 \text{ г/см}^3$); 7 — пироксениты Шибандинского массива ($\Delta\sigma = +0,25 \text{ г/см}^3$); 8 — геологические границы; 9 — разрывные нарушения:
 а — надвиги, б — прочие

Установленные закономерности изменения физических свойств пород явились основой геологической интерпретации гравитационного и магнитного полей, данные которой позволили более полно и надежно решить многие вопросы тектоники и глубинного строения рассматриваемой территории. На рис. 2 представлены геолого-геофизические разрезы по трем параллельным профилям через Алатакверскую зону меланжа и Шибандинский массив, которые построены на основе количественной интерпретации аномального гравитационного поля методом подбора с использованием палеток К. Ф. Тяпкина, учитывающих протяженность возмущающих объектов. В процессе подбора выполнялись также количественные расчеты другими методами и использовались данные интерпретации магнитных аномалий.

Интенсивная положительная аномалия силы тяжести, совпадающая в плане с Алатакверской зоной, однозначно объясняется вскрытыми здесь скважинами обломочными породами с плотностью $2,9-3,1 \text{ г/см}^3$. Они состоят из угловатых, сильно дробленных обломков размером от миллиметров до 10 м и более, представленных пироксенитами, серпентинизированными пироксенитами, габброидами, базальтовыми порфиритами. Обычно порода рассечена многочисленными прожилками кальцита, реже кварца, эпидота, асбеста и имеет вид типичной тектонической брекчии. Местами она имеет конгломератовидный облик, но на поверхности округлых обломков и в цементе наблюдаются следы скольжения с глиной трения. Иногда встречаются раздробленные и раздавленные «галъки», вплоть до образования длинных и тонких лент. Под микроскопом можно наблюдать милонитоподобные породы, состоящие из мельчайших осколков пироксена, сцементированных непрозрачной серпентин-эпидот-глинистой массой. Крупные обломки обычно несут следы катаклаза. По данным количественной интерпретации гравитационной аномалии, обломочные породы, характеризующиеся постоянно высокой плотностью, образуют на глубине крупное тело мощностью до $5-6 \text{ км}$, которое полого падает на запад под флишеидные отложения ордовика. Магнитное поле в пределах Алатакверской зоны имеет резко дифференцированный вид и характеризуется чередованием линейных положительных ($100-600 \text{ гамм}$) и отрицательных ($100-300 \text{ гамм}$) аномалий. Мозаичный характер магнитного поля обусловлен непостоянством магнитных свойств обломочных образований офиолитового состава и наличием многочисленных блоков и клиньев немагнитных осадочных пород ордовика и девона.

Шибандинский массив, расположенный восточнее Алатакверской зоны и отличающийся от нее по характеру гравитационного и магнитного полей, имеет сложное внутреннее строение. В западной части он состоит из крупного пластинообразного тела, а в восточной — из нескольких разобщенных по площади пластин небольших размеров, не соединяющихся на глубине. По результатам количественной интерпретации гравитационных аномалий мощность этих тел составляет обычно $300-500 \text{ м}$, достигая иногда $700-800 \text{ м}$.

В северной и центральной частях Шибандинского массива, где отмечается четкая отрицательная аномалия силы тяжести, скважинами вскрываются брекчированные, иногда рассланцованные и конгломератовидные серпентиниты с вытянутыми параллельно сланцеватости обломками округлой формы, которые представлены обычно серпентинизированными пироксенитами. На более глубоких горизонтах (150 м и более) вскрываются почти несерпентинизированные крупнокристаллические пироксениты с высокой плотностью (до $3,1 \text{ г/см}^3$). Пироксениты представлены моноклинным и, в меньшей мере, ромбическим пироксеном. Характерно, что постепенный переход от серпентинитов к пироксенитам наблюдается в интервале глубин $120-160 \text{ м}$, однако степень трещиноватости с глубиной не изменяется. В верхней части разреза по

серпентинитам развита кора выветривания мощностью до 60 м, представленная выщелоченными серпентинитами и бирбиритами с плотностью 2,14—2,50 г/см³. По данным выполненных количественных расчетов, отрицательная гравитационная аномалия в этой части Шибандинского массива однозначно объясняется серпентинитами и развитыми по ним образованиями коры выветривания суммарной мощностью 100—300 м. Причем мощность высокоплотных пироксенитов, вскрытых скважинами на глубине, не может быть значительной и оценивается в 200—500 м. Интенсивность аномального гравитационного поля над южной частью массива заметно выше, так как здесь в разрезе серпентиниты и кора выветривания по ним играют незначительную роль. По данным бурения здесь мощность серпентинитов не превышает 10 м, а ниже вскрываются пироксениты.

Значения магнитного поля над Шибандинским массивом колеблются в пределах 300—700 гамм, повышаясь местами до 1200 гамм. Наиболее интенсивные аномалии здесь связаны с сильномагнитными серпентинитами, а относительно пониженные значения поля отвечают выходам менее магнитных пироксенитов. Таким образом, Шибандинский массив является неоднородным по петрографическому составу, физическим свойствам и несомненно был подвергнут по всей массе интенсивному катаклазу.

Исходя из изложенного, Шибандинский массив и Алатакверская зона представляются нам серпентинитовым меланжем, заключенным между двумя «плоскостями» надвигов. Причем Шибандинский массив интерпретируется не как интрузия, а как тектонический покров, являющийся фронтальной частью меланжа (его элементом) и, благодаря способности легко протрудировать в условиях большого стресса, занявший именно такое положение. Это противоречит существующим взглядам на происхождение офиолитов Джалаир-Найманского синклиория (Суворов, 1973), согласно которым они представляют собой малые интрузии габбро и тела гипербазитов в пределах крупных разломов типа сбросов, размещавшихся в раннем палеозое в бортах Джалаир-Найманского геосинклинального грабена.

В настоящее время покровная структура сильно осложнена более молодыми субвертикальными разрывами, к которым, в частности, относятся и Коскудукская зона разломов, разделяющая Шибандинский массив и Алатакверскую зону. В гравитационном поле она выражена протяженной зоной высоких градиентов, а в магнитном — узкой полосой пониженных значений ΔT . Последнее объясняется тем, что вдоль Коскудукской зоны протягивается грабенообразная структура, выполненная немагнитными осадочными образованиями коктаасской свиты, мощность которых, по геофизическим данным, составляет 200—300 м. Восточная часть Шибандинского массива представлена небольшими «пластинами», являющимися эрозионными останцами тектонического покрова, фрагменты которого прослеживаются здесь и под девонскими породами. Амплитуды этого крупного тектонического покрова оценивается в 15—20 км.

Изображенная на разрезах (см. рис. 2) геологическая структура значительно идеализирована. Алатакверская зона состоит, скорее всего, из серии пластин и клиньев, перемещение которых происходило по системе субпараллельных надвигов, что и обусловило широкое развитие тектонических брекчий. Вблизи контактов офиолитового комплекса с вмещающими породами ордовика в состав меланжа могут попадать обломки и блоки последних, а тогда можно будет говорить и о пластинах полимиктового меланжа.

Одной из скважин в южной части Алатакверской зоны вскрыта пачка алевролитов, песчаников и конгломератов, имеющих такой же офиолитовый состав обломочного материала и аналогичные физические свой-

ства. Подобная осадочная толща в этом регионе ранее никем не описывалась. Совместное нахождение ее с тектоническим меланжем и идентичность офиолитовых пород в обломках позволяют предполагать, что, возможно, это фрагмент олистостромовой толщи. Многие авторы (Книппер, Соколов, 1976; Пейве, 1975; Григорьев и др., 1975, и др.) связывают образование олистостром с разрушением лба двигавшегося покрова при резко расчлененном рельефе; при этом они, как правило, залегают в основании разреза офиолитов.

Полный разрез офиолитовой ассоциации представлен обычно гипербазитами, габброидами, диабазовыми дайками, основными вулканитами и радиоларитами. В нашем случае все элементы этой ассоциации (кроме последней) представлены в обломках и целых блоках серпентинитового меланжа. Если считать яшмы и яшмо-кварциты среднего — верхнего ордовика кремнистым элементом офиолитовой ассоциации, то образование базит-гипербазитовых элементов ее нужно отнести по крайней мере к нижнему — среднему ордовику. По нашему мнению, офиолитовый комплекс здесь выдвинут из больших глубин с юго-запада, где, по-видимому, в нижнем — среднем ордовике располагался эвгеосинклинальный трог с океанической корой, фрагменты которой и наблюдаются сейчас в серпентинитовом меланже. Из рис. 2 видно, что поле силы тяжести слева от аномалии значительно выше, чем справа. Это можно объяснить значительным объемом высокоплотных масс, которые на глубине 4—5 км находятся, по-видимому, в автохтонном состоянии и представлены образованиями офиолитовой ассоциации. Местоположение этих плотных образований определяет, вероятно, «корневую» часть описанного офиолитового аллохтона.

В обломочном материале меланжа присутствует большое количество дайковых пород (габбро-диабазы, долериты, базальтовые порфириды), источником которых могли быть только очень крупные системы базальтовых даек. Образование таких дайковых систем можно связывать с растяжением земной коры, как это предполагается, например, для рифтовой зоны Восточной Исландии (Ломизе, 1976). Следовательно, в течение всего ордовика, когда формировался офиолитовый комплекс и отлагались флишонидные образования, Джалаир-Найманский синклиниорий развивался в условиях устойчивого растяжения земной коры. Это, а также наличие практически всех элементов типичной офиолитовой ассоциации, характерной для областей спрединга океанической коры, позволяет усомниться в правильности выводов Л. П. Зоненшайна и др. (1976) о том, что Джалаир-Найманская зона являлась трансформным разломом. Надвигообразование и переход офиолитов в аллохтонное состояние по времени необходимо, по-видимому, отнести к концу ордовика или раннему силуру, когда район Джалаир-Найманской зоны испытывал интенсивное сжатие при переходе к орогенному этапу своего развития.

Таким образом, в процессе проведения комплексных геолого-геофизических работ в северной части Джалаир-Найманской зоны получены новые геологические материалы, свидетельствующие о значительной роли горизонтальных перемещений в формировании структуры региона и об аллохтонном положении гипербазитовых массивов, которые здесь сопровождаются набором всех пород офиолитового комплекса.

Авторы сознают, что не во всех случаях их интерпретация имеющихся геологических и геофизических данных является однозначной и достаточно убедительной. Имеются еще не решенные, и, возможно, спорные вопросы, требующие дальнейшего изучения и всестороннего анализа. Очевидна, однако, необходимость коренного пересмотра сложившихся представлений об офиолитовых поясах этого района с привлечением новейших достижений тектоники. Бесспорно также, что при изучении офиолитовых ассоциаций и тектонической структуры таких регионов.

особенно в условиях плохой обнаженности, большую помощь могут оказывать геофизические методы, в первую очередь грави- и магнито-разведка.

Литература

- Антонюк Р. М.* Об океанической природе фундамента эвгеосинклинальной зоны каледонид Центрального Казахстана. Тектоника байкальских и палеозойских складчатых образований СССР. Тез. докл. М., ВИЭМС, 1972.
- Антонюк Р. М.* Океаническая кора эвгеосинклинальной области востока Центрального Казахстана.— В кн.: Тектоника Урало-Монгольского складчатого пояса. М., «Наука», 1974.
- Беспалов В. Ф., Шелепова Т. Н.* Развитие внутренней зоны нижнепалеозойской эвгеосинклинали Центрального Казахстана (Тектурмасский антиклинорий).— Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1974, № 1.
- Богданов А. А.* Основные черты палеозойской структуры Центрального Казахстана.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1959, т. 34, № 1.
- Григорьев В. Н., Книппер А. Л., Соколов С. Д.* Верхнемеловой олистостромовый комплекс Кылычлинской синклинали (Северо-Акеринская зона Малого Кавказа).— Сов. геология, 1975, № 7.
- Дергунов А. Б., Казак А. П., Молдаванцев Ю. Е.* Серпентинитовый меланж и структурное положение гипербазитового массива Рай-Из (Полярный Урал).— Геотектоника, 1975, № 1.
- Зоненайн Л. П., Кузьмин М. И., Моралев В. М.* Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. М., «Недра», 1976.
- Книппер А. Л., Соколов С. Д.* Офиолиты Веди (Армения): автохтон или аллохтон?— Геотектоника, 1976, № 4.
- Ломизе М. Г.* Базальтовые дайки и разрастание земной коры в Восточной Исландии.— Геотектоника, 1976, № 2.
- Пейве А. В.* Океаническая кора геологического прошлого.— Геотектоника, 1969, № 4.
- Пейве А. В.* Тектоника Срединно-Атлантического хребта.— Геотектоника, 1975, № 5.
- Суворов А. И.* Глубинные разломы платформ и геосинклиналей. М., «Недра», 1973.
- Хаин В. Е.* Основные этапы тектоно-магматического развития Кавказа: опыт геодинамической интерпретации.— Геотектоника, 1975, № 1.
- Целиков Н. Н.* Тектонические пластины и меланж Медесского района Сакмарской зоны Урала.— Геотектоника, 1976, № 4.

Джезказганская комплексная геологоразведочная экспедиция Центрально-Казахстанского территориального геологического управления

Статья поступила
3 мая 1977 г.

УДК 551.243.8(571.57—16)

А. А. МЕЖВИЛК

**МУНА-АНАБАРСКИЙ ГЛУБИННЫЙ РАЗЛОМ
НА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЕ**

Рассматриваются особенности строения Муна-Анабарского глубинного разлома Сибирской платформы, его выражение в фундаменте и чехле и связь с магматизмом. Показано унаследованное развитие разлома с раннего протерозоя до четвертичного времени как сдвиговой зоны между Анабарским и Оленекским блоками.

Наличие глубинных разломов на Сибирской платформе все более подтверждается различными методами, но до сего времени они остаются слабо изученными, а сведения по ним часто противоречивы.

Проведенные специальные исследования на северо-востоке Сибирской платформы позволили уточнить местоположение, внутреннее строение и историю развития Муна-Анабарского глубинного разлома, являющегося шовной зоной между Анабарским и Оленекским геоблоками.

Местоположение глубинного разлома предыдущие исследователи показывали в основном по геофизическим материалам и только в поле развития платформенного чехла, а в пределах выхода на поверхность пород фундамента его редко кто трассировал. При геологическом картировании в зоне разлома отмечались только короткие разрывные нарушения как в фундаменте, так и в чехле.

Муна-Анабарский разлом проходит по северо-восточному краю Анабарского массива через Попигайскую депрессию от устья р. Попигай до пос. Жиганск (960 км). Ширина его меняется от 30 до 70 км, местами более. Простирается зоны разлома между реками Попигай и Оленек выдерживается по аз. 320—330°, а южнее р. Оленек отклоняется до 290—300° (рис. 1).

Ранее южную часть этой зоны разлома выделяли под разными названиями (Атласов, 1960; Гафаров и др., 1978, и др.). Е. Н. Каменев в 1968 г. впервые в пределах Анабарского массива выделил Билляхский разлом, границы которого совпадают с полем развития пород хапчанской серии и выделенного нами глубинного разлома. Из многочисленных названий глубинного разлома нами принято несколько измененное первое его название, предложенное И. П. Атласовым (1960), Муна-Анабарский глубинный разлом (Межвилк, 1972, 1977).

Наиболее четко Муна-Анабарский разлом трассируется по аэромагнитным данным. В пределы разлома входят линейные отрицательные и положительные магнитные аномалии, Палеопопигайская структура, сложная Нижнепопигайская интрузия.

ВЫРАЖЕНИЕ ГЛУБИННОГО РАЗЛОМА В МАГНИТНОМ ПОЛЕ

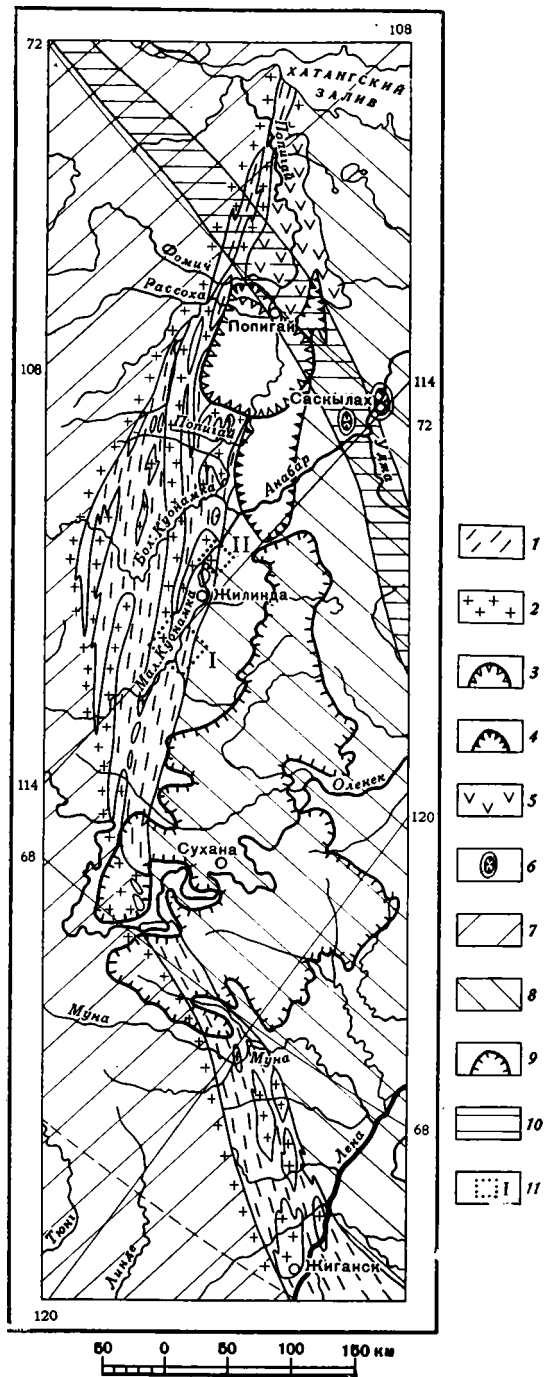
В зону Муна-Анабарского разлома около Анабарского массива входят три весьма протяженные и сближенные отрицательные аномалии, которые на северо-западе и юго-востоке сужаются и выклиниваются.

Рис. 1. Местоположение Муна-Анабарской региональной зоны глубинного разлома на Сибирской платформе.

1—2 — Муна-Анабарский разлом. 1 — зона расщелачивания и дробления в фундаменте (Д-У — Далдыно-Усумунская, Д — Джюкенская, Н-Р — Налим-Рассохинская); 2 — породы верхнеанабарской серии; 3—4 — Палеопопигайская структура (3 — открытая ее часть, 4 — погребенная под отложениями верхнего протерозоя); 5 — Нижнепопигайская сложная основная интрузия; 6 — пермские вулканические аппараты; 7 — Анабарский блок; 8 — Оленекский блок; 9 — мулда Суханской впадины по подошве верхнего кембрия; 10 — зона Молодо-Попигайского глубинного разлома; 11 — участки замеров трещиноватости, показанные на рис. 2 и 4

Их разделяют узкие линейные положительные аномалии разной длины. В юго-восточном направлении отрицательные аномалии после небольшого перерыва около р. Оленек сменяются одной широкой аномалией. Природа этих аномалий слабо изучена. Однако она представляет большой интерес в связи с решением целого ряда теоретических и практических задач, поэтому на описании остановимся более подробно.

Крайняя, восточная, отрицательная аномалия (Далдыно-Усумунская) самая крупная по протяженности на платформе. Она проходит через юго-западный край Попигайской депрессии, через устье р. Усумун, р. Сопка, слияние рек Муна и Мунакан, до пос. Жиганск. Длина ее 800 км, ширина в среднем около 20, местами достигает 45 км. В бассейне р. Муна интенсивность намагниченности пород более низкая. Эта аномалия включает много коротких и узких, согласно вытянутых положительных аномалий интенсивностью +1—2 мз, особенно их много около Попигайской депрессии и в бассейне р. Муна. Юго-западный край аномалии ровный и почти прямой, а северо-восточный — расплывчатый, постепенно переходящий в обширное отрицательное поле Оленекского блока. Только в бассейне р. Муна с северо-восточной его стороны располагается интенсивная положитель-



ная аномалия. По северо-восточному краю Далдыно-Усумунской аномалии мы проводим границу (шов) двух блоков (Анабарского и Оленекского). Она может служить осевой линией глубинного разлома, описываемого нами под названием Муна-Анабарского.

Две другие отрицательные аномалии (Джюкенская и Налим-Рассохинская) отделены от Далдыно-Усумунской узкой (5—10 км) и длинной (400 км) полосой положительной аномалии. Обе отрицательные аномалии сближены между собой и расположены большей своей частью в пределах выхода на поверхность метаморфических пород.

Джюкенская аномалия вытянута на 330 км от истоков р. Попигай через устье р. Джюкен, на излучину р. Оленек, где она выклинивается. Ширина ее 25 км. К ней с запада примыкает Налим-Рассохинская аномалия. Она проходит вдоль одноименной реки через верховье р. Мастах, на устье р. Куранах. Ее длина 370, ширина до 16 км. Она смещена относительно Джюкенской на 109 км в северо-западном направлении. В устьевой части р. Джюкен обе они расширены и слиты в единую аномалию.

На Анабарском массиве имеется много аналогичных линейных отрицательных аномалий. Каждая из них более узкая (3—5 км), короткая (50 км). Они расположены кулисно, местами кучно, образуя полосовые скопления разной ширины. Среднее их простирание равно $324^{\circ}30'$ (31% замеров из 200). Большая часть замеров (84,5%) простираний колеблется в пределах 315° — 345° . По мере движения с запада в сторону Муна-Анабарского разлома ширина и протяженность отрицательных аномалий увеличивается, а положительные — сокращается.

Линейные аномалии Анабарского массива обычно считают отражением линейно-складчатой структуры метаморфических образований фундамента. По нашему мнению, все линейные отрицательные аномалии совпадают с древними тектоническими зонами, в которых происходил неоднократный динамометаморфизм.

КОРРЕЛЯЦИЯ МАГНИТНЫХ АНОМАЛИЙ С ПОРОДАМИ ФУНДАМЕНТА

Картирование метаморфических пород в северо-восточной части Анабарского массива за последние годы показало, что отрицательные линейные аномалии вызваны породами хапчанской серии, а положительные — верхнеанабарской серией. Границы их здесь полностью совпадают с границами аномалий. Эта связь подтверждается лабораторными и наземными изучениями пород этих серий.

По данным Б. Г. Лопатина, Л. В. Федорова (1968), породы хапчанской серии отличаются низкой магнитной восприимчивостью ($24\text{--}33 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС), тогда как породы верхнеанабарской серии в 100 раз более высокой восприимчивостью ($1600\text{--}3700 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС). Они же выяснили, что свободный магнетит присутствует в значительном количестве в породах верхнеанабарской серии, а в хапчанской он практически отсутствует или его значительно меньше.

Отрицательные аномалии приурочены также к хорошо изученному М. И. Рабкиным и А. Н. Вишневым (1971) верхнеламайскому комплексу. По их данным, этот комплекс сформировался в результате повторного, регрессивного метаморфизма архейских пород в нижнем протерозое. Описанные в 1968 г. А. Н. Вишневым зоны повторного метаморфизма архейских пород, сопровождавшиеся ультраметаморфизмом в раннем протерозое (1900—2100 млн. лет), регрессивным метаморфизмом в условиях средних стадий амфиболитовой фации и интенсивным динамометаморфизмом, совпадают с отрицательными аномалиями или с зонами рассланцевания и дробления, выделенными нами.

Абсолютный возраст пород Анабарского массива по калий-аргоновому методу 1800—2200 млн. лет, что свидетельствует о весьма суще-

ственном общем повторном метаморфизме архейских пород в раннем протерозое. Если рассматривать конкретные определения абсолютного возраста пород, привязанные к зонам по магнитным свойствам, то выясняется, что к отрицательным аномалиям (хапчанская серия и др.) приурочены определения со значениями менее 1800 млн. лет, а к положительным — более 1800 млн. лет. Это свидетельствует об унаследованности повторного метаморфизма в среднем протерозое по зонам расчленения и дробления.

Таким образом, намечается тесная связь относительно молодого регрессивного метаморфизма, состава пород, их абсолютного возраста с магнитными свойствами пород. Чем более повторно метаморфизованы породы, тем более они теряют магнитную восприимчивость. В них исчезает свободный магнетит в результате перекристаллизации пород и образования железистых силикатов (биотита, граната, железистого гиперстена, бурой роговой обманки и др.).

Определение фации глубинности метаморфических пород, их минеральных парагенезисов, связанных с переработкой архейских пород в тектонических зонах на Анабарском массиве, — дело будущих исследований. В данном случае важно подчеркнуть наличие весьма существенных следов тектонической переработки архейских пород в линейных зонах и преобладание динамометаморфического фактора в образовании пород хапчанской серии и верхнеламауйского комплекса. Для последнего, слагающего Котуйкан-Монхолинскую зону, этот вопрос давно решен положительно М. И. Рабкиным, А. Н. Вишневым и др. Об этом же писал Б. Г. Лутц (1964). Он выделил четыре тектонические зоны, в которых отмечал широкое развитие продуктов крайнего проявления динамометаморфизма (катаклаза, милонитизации, псевдотахилитов и пр.) и явлений полиметаморфизма.

Структурные и текстурные особенности хапчанской серии подтверждают высказанную выше мысль об ее генезисе. В северо-восточной части Анабарского массива она построена зонально. Ее обычно делят на две толщи. Центральная зона серии (верхняя толща) шириной от 7 до 12 км, по данным А. И. Трухалева, И. А. Соловьева и др., сложена мигматизированными гранатовыми плагиогнейсами и их биотит-графитсодержащими разновидностями. Гранатовые и биотит-гранатовые плагиогнейсы и гнейсы слагают до 90—95% объема толщи. В них обычная параллельная текстура, подчеркнутая слоистым расположением минералов, среди которых присутствуют плагиоклаз, кварц, калиевый полевой шпат, гранат, биотит, графит и реже гиперстен. Содержание их по слоям колеблется в больших пределах. Полосчатая их текстура часто принимается за следы слоистости первичных осадочных пород. Широко развиты очковые бластокластические и бластомилонитовые структуры.

Краевые зоны серии (нижняя толща) более пестрые по составу. В них присутствуют гиперстен-гранатовые, гранатовые, гиперстеновые, салитовые, двупироксеновые плагиогнейсы, мигматиты и др. Для зоны характерно линзовидное расположение пород. Б. Г. Лопатин в 1972 г. в этой толще отмечал присутствие полиметаморфических пород, таких, как андрадит-клинопироксеновые гнейсы, силлиманитовые, кордиеритовые плагиогнейсы, гнейсы и др., испытавшие, по его мнению, интенсивный динамометаморфизм, сопровождавшийся перекристаллизацией пород в тектонических зонах.

Имеющиеся данные позволяют нам предполагать, что породы хапчанской серии образованы в линейных тектонических зонах при значительных тангенциальных напряжениях, сопровождавшихся выделением тепла, достаточного для перекристаллизации пород и образования мигматитов. Возможность такого процесса рассмотрена в работе Е. П. Паталахи и А. И. Полякова (1977). Они считают, что при условиях длительного и интенсивного тангенциального сжатия земной коры в текто-

нических зонах образуется термомеханическое тепло, приводящее даже к магмообразованию.

Зональное расположение пород хапчанской серии свидетельствует о более сильной стрессовой переработке в ее осевых или центральных частях. М. И. Рабкин в 1968 г. для хапчанской серии считал характерным диафторез пород гранулитовой фации в условиях от зелено-сланцевой до эпидот-амфиболитовой фаций.

Верхнеанабарская серия существенно отличается по составу от хапчанской серии. В ней преобладают гиперстеновые и двупроксеновые плагиогнейсы с повышенными магнитными свойствами. В них, по данным Б. Г. Лопатина, больше окиси титана (8,1%) по сравнению с хапчанской (3,4%), что свидетельствует, по его мнению, о более высокой температуре метаморфизма верхнеанабарской серии.

Все исследователи Анабарского массива отмечали наличие тектонических контактов хапчанской серии с верхнеанабарской. Везде контакты вертикальные и часто сопровождаются зонами милонитизации. В пределах распространения хапчанской серии установлено максимальное количество разрывных нарушений, сопровождающихся брекчированием, катаклизом, милонитизацией и пр., многие из которых переходят в чехол платформы. К хапчанской серии приурочено преобладающее количество согласных дорифейских даек долеритов.

Намагниченность верхнепалеозойских и мезозойских изверженных пород не оказывает влияния на магнитное поле района. Так, две дайки долеритов в бассейне р. Муна, рвущие породы кембрия, не выражены в магнитном поле.

Таким образом, намечается полная корреляция линейных отрицательных аномалий с развитием повторно метаморфизованных пород фундамента в зонах рассланцевания и дробления (хапчанская серия и верхнеламауйский комплекс), а положительных — с менее измененными породами верхнеанабарской и далдынской серий. Простирание всех их одинаковое, северо-западное. Разломы других направлений не выражены в магнитных полях, так как они не сопровождались глубокой перекристаллизацией пород фундамента. Приуроченность хапчанской серии к тектоническим зонам подтверждается наличием более интенсивной трещиноватости в породах чехла, перекрывающих ее.

ТРЕЩИНОВАТОСТЬ ПОРОД ЧЕХЛА В ЗОНЕ ГЛУБИННОГО РАЗЛОМА

Трещиноватость и деформация пород чехла в пределах глубинного разлома изучалась нами по рекам Малая Куонамка, Оленек, Фомич и И. П. Федоровым по р. Муна.

Трещиноватость пород в разных пунктах разлома и особенно над разными по знаку аномалиями кроме общих особенностей имеет и существенные различия в пространственной ориентировке. В горизонтально лежащих породах все трещины вертикальные, только в пределах антиклиналей они часто наклонены и их значительно больше. Суммированные и осредненные замеры простираций трещин по отдельным отрезкам Муна-Анабарского разлома показывают тесную их связь с зонами рассланцевания и дробления в фундаменте и их региональную сдвиговую природу. В одной и той же зоне разлома на р. Малая Куонамка по 2005 замерам и на р. Муна по 3798 замерам выявляются три одинаковых системы трещин по отношению к разлому. Одна из них совпадает с простиранием разлома (аз. 335 и 305° соответственно), вторая — отклоняется от первой на 20° (аз. 355°) и на 30° (335°, р. Муна), третья, сопряженная с первой, отходит от нее под углом 90° (аз. 55°) и 110° (аз. 50°, р. Муна).

Трансформация региональных полей напряжения в зоне разлома привела к более сложному проявлению трещиноватости и дислокации

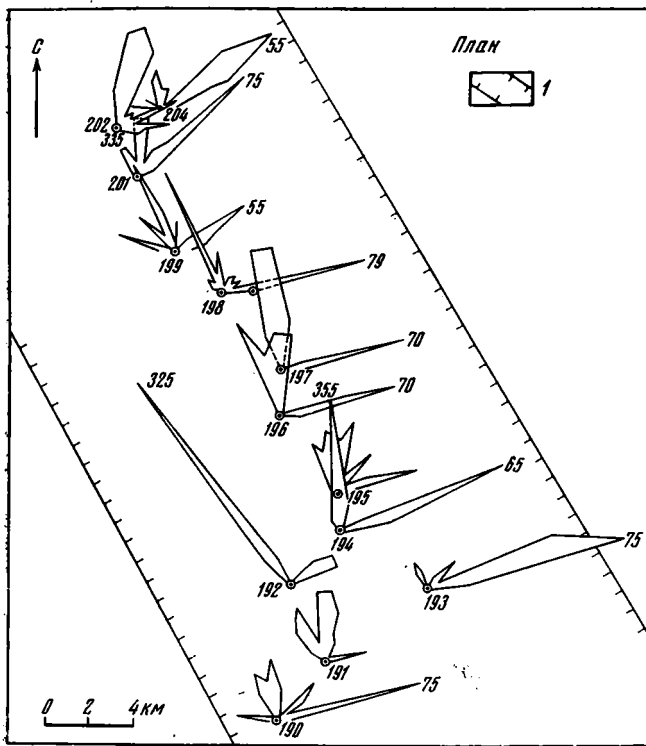


Рис. 2. Трещиноватость пород кембрия по р. Куонамка около устья р. Усумун в пределах отрицательной аномалии (1)

пород на разных участках. В пределах зоны рассланцевания и дробления трещиноватость по ориентировке более однообразная, чем среди линейных положительных аномалий.

В пределах отрицательной аномалии трещины, изученные по р. Малая Куонамка ниже и выше устья р. Усумун по 22 обнажениям, имеют хорошо выдержанные простирания. Здесь развиты две основные системы трещин: перпендикулярная к простиранию разлома и согласная с ним (рис. 2). Поперечные к зоне разлома трещины располагаются в породах кембрия параллельно друг другу. Простирания их выдерживаются по аз. 55—75°. Наиболее четко они выражены в крепких известняках и доломитах. Эти трещины относительно редкие, вертикальные и прослеживаются на большие расстояния, отстоят друг от друга на 2—10 м. В вертикальном разрезе они часто ступенчатые, переходящие из одного слоя в другой. В горизонтальном срезе можно наблюдать открытые трещины до 10 см и более. Местами они сгущены по 3—5 вместе или образуют зоны трещиноватости шириной 0,2—1,5 м. Среди них имеются зоны брекчирования со следами правого сдвига. По многим из них произошло осветление пород от бурых до зеленых. Около некоторых из поперечных трещин образованы куполовидные поднятия, приуроченные к южным крыльям сколовых трещин и зон трещиноватости северо-восточного простирания (аз. 65°). Они хорошо видны на левом берегу р. Малая Куонамка в 4,5 км ниже устья р. Усумун на протяжении 0,6 км (рис. 3). Всего на этом участке зарегистрировано 14 параллельных трещин, отстоящих друг от друга на 3—8 м, около четырех из них имеются куполовидные поднятия, вытянутые вдоль трещин на 3—7 м при ширине 2—3 м. Амплитуда их обычно не превышает 1 м.

В осевой части Далдыно-Усумунской зоны рассланцевания и дробления кроме этих куполовидных поднятий наблюдаются присколовые деформации пород в виде асимметричных антиклиналей, погружающихся по мере удаления от него. На самом деле их, видимо, больше, но чем более деформированы и трещиноваты породы, тем они больше подвергаются эрозии и закрыты рыхлыми отложениями.

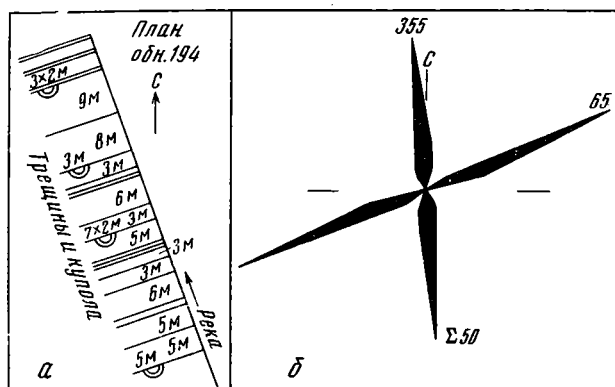


Рис. 3. Сколовые трещины, сопровождающиеся куполовидными поднятиями (а), и роза-диаграмма трещиноватости вблизи купола (б) на р. Малая Куонамка (рис. 4, обн. 194)

Между сколовыми трещинами северо-восточного простирания развиты сопряженные трещины отрыва. Пространственная их ориентировка в основном совпадает с простиранием отрицательных аномалий, отклоняясь от нее на 20—30°. Эти трещины короткие, плохо выдержанные, ступенчатые в вертикальном срезе, часто слегка приоткрытые. Кроме них имеются сколовые трещины, совпадающие с простиранием зоны рассланцевания и дробления, со следами правого сдвига (см. рис. 2, обн. 192).

В бассейне р. Муна кембрийские породы над Далдыно-Усумунской зоной рассланцевания и дробления разбиты сколовыми трещинами, ориентированными согласно с простиранием зоны (аз. 295—315°). В этом же направлении ориентированы оси отрицательных аномалий, оси гребневидных складок, флексуры, сдвиги с горизонтальными штрихами на зеркалах скольжения. Сколовые трещины часто располагаются через 0,5—1,5 м. По ним в обнажениях наблюдаются следы горизонтального смещения и флексурные перегибы с амплитудой по 10—20 см. Трещины отрыва ориентированы поперек сколовых трещин. Они без смещения и минерализации. Здесь по 943 замерам выявились четыре системы трещин, большая часть которых (31%) совпадает с зоной рассланцевания и дробления (аз. 295°). Остальные системы располагаются к трещинам под углом 40, 80, 120° (аз. 335, 15, 55°).

Приведенный материал показывает, что над Далдыно-Усумунской зоной рассланцевания и дробления в бассейне р. Муна развиты согласные левые сдвиги, а в бассейне р. Малая Куонамка — поперечные правые сдвиги. Это объясняется в первом случае относительной активностью Оленекского блока в результате тангенциального давления со стороны Верхоянья в западном направлении (Межвилк, 1970), а во втором — повышенной активностью Анабарского блока и его преимущественным движением на север, в результате которого произошел перекос платформенного чехла.

Над положительными аномалиями, совпадающими с породами верхнеанабарской серии, располагающейся в зоне Муна-Анабарского разлома, трещиноватость пород чехла платформы существенно отличается от трещиноватости над отрицательными аномалиями. С простиранием положительных аномалий в бассейне р. Малая Куонамка совпадают только редкие системы трещин. Положительная аномалия, расположенная между Налим-Рассохинской и Джюкенской зонами расслан-

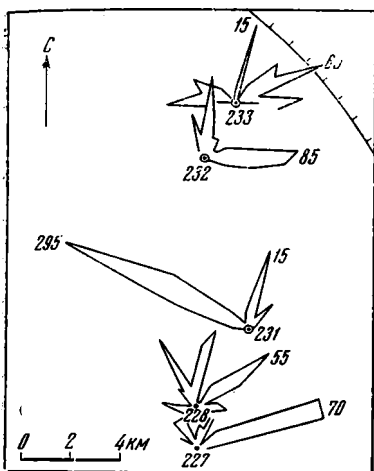


Рис. 4

Рис. 4. Трещиноватость пород кембрия над положительной аномалией на р. Малая Куонамка

Рис. 5. Трещиноватость пород в разных частях складки, приуроченной к границе положительной и отрицательной аномалии (Малая Куонамка в 28 км выше устья, обн. 234)

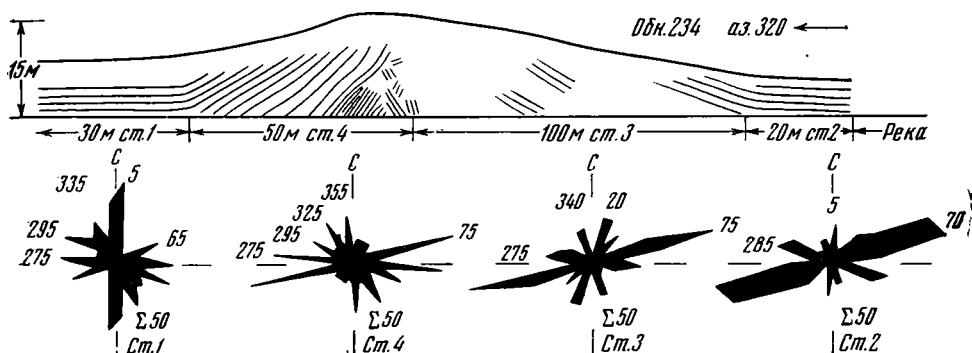


Рис. 5

цевания и дробления, шириной 11—12, длиной 110 км, с простиранием 325° . В ее пределах в 5 обнажениях в породах старореченской свиты преобладает трещиноватость, перпендикулярная простиранию аномалии (аз. $55-65^\circ$). В остальных обнажениях развиты другие системы трещин с аз. $335, 345, 305, 15^\circ$.

Положительная аномалия, входящая в состав Далдыно-Усумунской зоны расслаивания и дробления, пересекается р. Малая Куонамка в 30—50 км выше устья. Трещиноватость пород кембрия в ее пределах (по 20 обнажениям) на каждом участке имеет разное количество систем и разную ориентировку (рис. 4). Здесь почти в каждом обнажении отмечена сильная дислокация пород чехла около преобладающей системы трещин в виде асимметричных антиклиналей, разорванных сдвигами или надвигами. Оси складок ориентированы в двух направлениях: одни согласные с простиранием зоны (аз. $320-330^\circ$), другие образуют угол 35° с ее осью. Во всех 12 зарегистрированных складках устанавливается отчетливая их связь со сдвигами, имеющими преобладающее простирание по аз. $55-70^\circ$. Реже встречаются сдвиги с простиранием 5, 25, 35, 315° .

Выявленные взаимоотношения складок и сдвигов показывают, что складки явились результатом разрядки тангенциальных напряжений или компенсации горизонтальных смещений по поперечным сдвигам.

Характер трещиноватости в пределах антиклиналей во многом зависит от интенсивности дислокаций в них пород. Чем проще антиклиналь,

гем меньше систем трещин. Например, в обнажении, расположенном на р. Малая Куонамка в 20 км ниже пос. Джелингдэ, в антиклинали шириной 100 м с амплитудой более 40 м проявились всего две системы трещин: одна совпадает с осью складки (аз. 325°), а другая перпендикулярна ей (аз. 35°).

Трещиноватость внутри складок существенно отличается от трещиноватости в горизонтально лежащих породах около складок. Например, на р. Малая Куонамка в 32 км ниже пос. Джелингдэ в породах куро-нахского горизонта имеется антиклиналь с амплитудой около 45 м. Ширина складки у уреза воды 92 м, простирание оси северо-западное (аз. 330°). Трещиноватость в пределах ядра складки в основном ориентирована перпендикулярно оси складки (аз. 70°). Одна, слабо развитая система трещин (аз. 325°) совпадает с осью, а другая (аз. 25°) ориентирована к ней под углом 60°. Горизонтально лежащие породы восточнее складки разбиты тремя системами трещин с аз. 325, 25, 55°. Две системы трещин (аз. 325 и 25°) имеют одинаковую ориентировку с трещинами в складке, но различаются по количеству трещин. Трещины с аз. 75° в горизонтально лежащих породах почти отсутствуют (6%), тогда как в антиклинали они составляют 44% трещин. В антиклинали на р. Малая Куонамка (в 34 км ниже пос. Джелингдэ) с несимметричными крыльями развиты две системы трещин (аз. 335 и 15°), совпадающие с простиранием крыльев, а третья (аз. 55°) образует угол 60° с осью складки.

На восточной границе Далдыно-Усумунской зоны породы чехла наиболее интенсивно дислоцированы и трещиноваты. Одна из таких складок обнаружена на р. Малая Куонамка в 27 км выше ее впадения в р. Анабар (рис. 5). Она осложнена в ядре надвигом с широкой зоной дробленных пород среднего кембрия. Ширина складки 100 м, высота 30 м, простирание 360°. Породы на северо-западном крыле, около оси складки падают под углом 40—50° и постепенно выполаживаются до 25—30° по мере отхода от нее. Затем, после резкого перегиба, слои залегают почти горизонтально. Юго-восточное крыло обнажено хуже, но четко виден резкий переход с наклонного залегания пород в горизонтально лежащие. Трещиноватость пород северо-западного крыла этой складки преимущественно меридиональная, надвигового типа. Вблизи ядра складки и в горизонтально лежащих породах юго-восточного крыла преобладают сколовые трещины северо-восточного простирания (76°).

Трещиноватость в этой складке показывает, что движение масс, создавших складку, было с запада на восток. Перед складкой трещины ориентированы перпендикулярно направлению давления, а в пределах антиклинали, где произошла разрядка напряжений, трещины отклоняются на 15—20° от направления давления.

Приведенный материал показывает, что трещиноватость пород чехла платформы в пределах Муна-Анабарского глубинного разлома создана унаследованными горизонтальными подвижками Анабарского блока относительно Оленекского в северном направлении (Межвилк, 1977). Системы трещин располагаются строго закономерно по отношению к простиранию разлома и отрицательным линейным аномалиям. В пределах разлома преобладают элементарные правые сдвиги, ориентированные в основном поперек разлома и реже вдоль его. С наиболее активными поперечными сдвигами связаны деформации пород чехла в виде купола, антиклиналей и серии складок, осложненных сопряженными надвигами. Поперек зоны разлома ориентированы также длинные оси кимберлитовых интрузий, что свидетельствует об их генетической связи с поперечными сдвигами (аз. 65—75°). Поэтому можно предполагать, что некоторые открытые поперечные сдвиги являются сдвиго-раздвигами, уходящими до больших глубин.

Имеющиеся материалы подтверждают весьма длительное развитие Муна-Анабарского глубинного разлома, служащего шовной зоной между Анабарским и Оленекским блоками. Горизонтальные и вертикальные тектонические подвижки вдоль него происходили унаследованно с раннего протерозоя до четвертичного периода включительно, что свидетельствует о постоянстве широтных и меридиональных горизонтальных напряжений в земной коре.

Ранний протерезой ознаменовался наиболее активными дифференцированными движениями блоков Сибирской платформы. Анабарский блок, сложенный архейскими породами, был разбит параллельными разломами на узкие, длинные блоки разной ширины. Он испытывал на протяжении всей истории поднятие и денудацию. В пределах сопряженного с ним Оленекского блока на раздробленном основании (хапчанская серия) накопились мощные геосинклинальные терригенные отложения с флишондной ритмичностью, которые в раннем протерозое были собраны в складки, ориентированные параллельно (аз. 300—320°) глубинному разлому. Они прорваны многочисленными малыми интрузиями гранитоидов, долеритов, пегматитов и др. с абсолютным возрастом 1839—2080 млн. лет (Красильщиков, Виноградов, 1967). Аналогичные и однообразные интрузии внедрились по разломам на Анабарском блоке. К этому же времени, по данным М. И. Рабкина, А. Н. Вишневого и др., относятся регрессивные этапы ультраметаморфизма и повторного метаморфизма в узких зонах, таких, как Котуйкан-Монхолинская в интервале времени 1900—2100 млн. лет.

Процессы повторного метаморфизма и омоложение пород фундамента, по нашему мнению, связаны в основном с зонами разломов, по которым происходили интенсивные подвижки блоков земной коры. Они сопровождались перекристаллизацией архейских пород в раннем и среднем протерозое, благодаря чему верхнеламауйский комплекс и хапчанская серия имеют линейно-полосовое в плане и вертикальное в разрезе залегание. В метаморфических породах образовались острые сильно сжатые замки складок, дисгармоничная плейчатость, изоклинальные микроскладки, складки волочения, будинаж структуры и т. п.

В раннем и среднем протерозое отмечается массовое внедрение согласных с зоной разлома долеритовых интрузий анортозитов, разнообразных габброидов, гранитоидов. В непосредственной близости к разлому в это время (2010 млн. лет) образовался сложный Билляхский массив прогибовластических гранитоидов. Широко развиты аляскитовые и биотитовые граниты, слагающие линзовидные, пластовые согласные и реже секущие тела, лейкократовые биотитовые и двуслюдяные граниты с абсолютным возрастом 1870—2000 млн. лет.

К началу верхнего протерозоя закончился орогенный этап развития территории будущей платформы, приведшей к нивелировке рельефа. Денудация Анабарского блока продолжалась около 1 млрд. лет. За это время глубинные метаморфические породы выведены на поверхность ориентировочно с глубины 10—15 км. Около 1600 млн. лет назад на пенепленизированной поверхности платформы начал формироваться рифейский платформенный чехол, в основании которого залегает мощная толща кварцевых песчаников, гравелитов и конгломератов (мукунская серия), состоящая из устойчивых к выветриванию пород. Образование платформенного чехла во многом зависело от зоны Муна-Анабарского разлома, которая служила палеогеографическим барьером. Восточнее разлома (Уджинское поднятие) накапливались карбонатно-терригенно-вулканогенные образования большой мощности (более 2500 м), тогда как в пределах зоны разлома мощность их в 5 раз мень-

ше. Каждая из свит в пределах зоны разлома ложится несогласно на метаморфические породы, указывая на его подновления.

Снос терригенного материала с Анабарского блока подтверждается ориентировкой косых слоев в рифейских осадках Уджинского поднятия. Они падают в Уджинской свите на северо-восток по аз. 60° (Шпунт и др., 1976). Об этом же свидетельствует наличие среди пород среднего рифея вулканогенно-осадочных толщ (унгуохтахская и хапчаньская свиты), сформировавшиеся в результате разрушения эффузивных образований, развитых в то время на Анабарском массиве (Шпунт и др., 1976; Ипатов, 1974).

Мощности отложений верхнего протерозоя уменьшаются в направлении к зоне разлома. Например, мощность мукунской серии в зоне разлома колеблется от 16 до 180 м. По северо-западному краю Анабарского массива по мере приближения к разлому она уменьшается с 600 м (р. Котуйкан) до 60 м (р. Рассоха). Билляхская серия в зоне разлома имеет мощность от 20 до 465 м. По северо-западному краю массива на р. Котуйкан ее мощность равна 1150—1340 м, а по мере приближения к разлому (не доходя до него 65 км) она полностью выклинивается. В результате поднятия Анабарского блока в предстарореченское время одноименная свита легла резко несогласно на метаморфические породы в южной части Анабарского массива, а в зоне разлома — на разные горизонты рифея.

Предкембрийское время ознаменовалось крупной тектонической перестройкой района. В зоне Муна-Анабарского разлома кембрийские отложения легли на самые разнообразные породы верхнего протерозоя и архея. При приближении к разлому по северо-западному обрамлению Анабарского массива с запада на восток мощность нижнего кембрия уменьшается с 210—220 до 130 м. Мощности ленского и амгинского ярусов (уонамский горизонт) по обе стороны разлома разные: на западе она равна 150, а на востоке 40 м. Разлом служил фациальной границей во время кембрийского осадконакопления. Западнее его в раннем и среднем кембрии накапливались в основном доломиты, а восточнее — пестроцветные известняки, мергели и т. п. На примыкающем к разлому краю Оленекского блока в кембрийскую эпоху образовалась Суханская впадина, в центре которой накопилось более 900 м карбонатных осадков. Мощности их уменьшаются к ее бортам. Ось впадины ориентирована параллельно Муна-Анабарскому разлому по аз. 325°.

В верхнем палеозое и мезозое существенное влияние на палеогеографию описываемого района оказал Молодо-Попигайский глубинный разлом, проходящий от р. Лены (бассейн р. Молодо) через северный край Попигайской депрессии по аз. 280—300° (см. рис. 1). Он служил барьером для открытого моря с перми до нижнего мела включительно. Морские осадки накапливались севернее этого разлома, а южнее — прибрежно-морские и речные. Все они в зоне разлома залегают несогласно на подстилающих породах. В его пределах происходила интенсивная вулканическая деятельность в перми и триасе. Остатки от вулканических построек сохранились около р. Анабар (Саскылахский и другие вулканы). В платформенном чехле (рифей, кембрий) до четвертичного времени включительно над зонами расланцевания и дробления в фундаменте продолжали развиваться разрывные нарушения разного типа (сдвиги, надвиги и пр.), сопровождавшиеся образованием на их крыльях килевидных антиклиналей, зон дробления, куполов и пр.

В верхнемеловое — палеогеновое время в районе Попигайской депрессии, на пересечении Муна-Анабарского и Молодо-Попигайского глубинных разломов возобновилась вулканическая деятельность. Аналогичные процессы происходили на р. Большая Куонамка южнее Попигайской депрессии, в 146 км от ее центра (42 км выше устья р. Старая). Здесь трубка взрыва диаметром 100—120 м выполнена спекшимся ксе-

нотуфами (Поляков, Трухалев, 1974). Она приурочена к сильно вытянутой положительной аномалии, расположенной между Далдыно-Усумунской и Джюкенской зонами расланцевания и дробления.

В новейший этап развития область Муна-Анабарского разлома характеризуется относительно более интенсивным поднятием Анабарского блока по отношению к Оленекскому, приведшему к образованию геоморфологического уступа, с которого берут начало многие притоки рек Попигай, Анабар, Малая Куонамка. Здесь часто можно наблюдать приподнятые речные террасы над антиклиналями.

Все приведенные выше данные позволяют рассматривать Муна-Анабарскую зону разломов как длительно существующий линеймент, разграничивающий крупные блоки земной коры. Приуроченность к нему Попигайской депрессии заставляет по-иному трактовать ее генезис и не согласиться с мнением В. Л. Масайтиса о ее метеоритной природе.

Литература

- Атласов И. П. Тектоника северо-восточной части Сибирской платформы.— Тр. Науч.-исслед. ин-та геол. Арктики, 1960, т. 106.
- Гафаров Р. А., Лейтес А. М., Федоровский М. С., Прозоров Ю. И., Савинская М. С., Савинский К. А. Тектоническое районирование фундамента Сибирской платформы и этапы становления его континентальной коры.— Геотектоника, 1978, № 1.
- Ипатов Ю. И. Позднепротерозойский вулканизм Уджинского поднятия.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1974, № 10.
- Красильщиков А. А., Виноградов В. А. Новые данные по стратиграфии и тектонике докембрия центральной части Оленекского поднятия. Информ. бюл. НИИГА, 1961, вып. 22.
- Лопатин Б. Г., Федоров Л. В. О значении магнитной восприимчивости пироксеновых гнейсов для расчленения метаморфических толщ Анабарского щита.— Геол. и геофизика, 1968, № 2.
- Лутц Б. Г. Петрология гранулитовой фации Анабарского массива. М., «Наука», 1964.
- Межвилк А. А., Мурзина Г. А. Разломы Сибирской платформы.— В кн.: Геология и перспективы нефтегазоносности советской Арктики. Л., НИИГА, 1972.
- Межвилк А. А. Ленский структурный шов.— В кн.: Тектоника Сибири, т. 4. М., «Наука», 1970.
- Межвилк А. А. Сибирская платформа.— В кн.: Разломы и горизонтальные движения платформенных областей СССР. М., «Наука», 1977.
- Паталаха Е. И., Поляков А. И. Термический эффект тектонических деформаций.— Геол. и геофизика, 1977, № 9.
- Пискарев А. Л. Магнитные параметры метаморфических пород Анабарского массива и их связь с условиями метаморфизма.— В кн.: Геофизические методы разведки в Арктике, 1968, вып. 5.
- Поляков М. М., Трухалев А. И. Попигайская вулканотектоническая кольцевая структура.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1974, № 4.
- Рабкин М. И., Вишневский А. Н. Метаморфические фации и субфации Анабарского щита.— В кн.: Метаморфические пояса СССР. Л., «Наука», 1971.
- Шпунт Б. Р., Шамшина Э. А., Шаповалова И. Г., Крылов И. Н., Давыдов Ю. В., Келле Э. Я., Забуга Э. Я., Лазебник К. А. Докембрий Анабаро-Оленекского между-речья (Билиро-Уджинское поднятие). Новосибирск, «Наука», 1976.

Севморгео
Ленинград

Статья поступила
19 июня 1978 г.

УДК 551.243.4 + 551.243.055 (437)

Ар. А. КАЗАКОВ

ГЕРЦИНСКИЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ПОКРОВЫ В СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ЧЕШСКОГО СРЕДИННОГО МАССИВА

Анализ структурных форм, образованных отложениями палеозоя, свидетельствует о покровном строении Герлицких сланцевых гор (северная часть Чешского срединного массива). Породы силур-девонского комплекса залегают на отложениях верхнего визе. Формирование покрова произошло в судетскую фазу складчатости. Амплитуда покрова не менее 15 км. Предполагается покровное строение Предсудетского синклиория.

К настоящему времени работами многих исследователей доказано широкое развитие покровных структур в пределах складчатых областей. Такого рода структуры характерны для каледонид Шотландии и Скандинавии, герцинид Тянь-Шаня, Монголии и Урала, мезозойско-кайнозойских областей Карпат, Альп, Апеннин, Гималаев, Памира и многих других горных систем.

В большинстве случаев покровные структуры установлены в хорошо обнаженных и изученных складчатых областях.

Значительно сложнее выявление покровных структур в районах с нивелированным рельефом, перекрытых чехлом платформенных отложений. Эти обстоятельства определяют специфичность методики выявления и характеристики строения тектонических покровов. Необходимым условием является наличие глубокого бурения и надежной палеонтологической характеристики пород.

Одним из таких районов является северная часть Чешского срединного массива (Герлицкие сланцевые горы). Для характеристики района использованы в основном разрезы скважин, составленные Х. Браузе (Brause, 1969), а также некоторые другие материалы.

Чешский срединный массив в целом достаточно хорошо изучен. Однако геологическое строение и тектоника северной его части (Западные Судеты и Лаузиц), перекрытой чехлом кайнозойских отложений, до сих пор остаются дискуссионными. Это особенно касается структур, сложенных геосинклинальными образованиями палеозоя.

До 50-х годов господствовало представление о широком развитии здесь каледонид (Герлицкие и Качавские горы), нашедшее отражение в работах таких крупных исследователей, как С. Бубнов (Bubnoff, 1932), Г. Штилле (1964), Мёбус (Möbus, 1962). В результате исследований, проведенных в 60—70-х годах на территории Герлицких сланцевых гор и Предсудетского синклиория, были получены новые данные о разрезе палеозоя, что позволило определить названные районы как варисийские сооружения (Brause, 1969; Brause и. а., 1962; Jerzmanski, 1970).

Разрез палеозоя Герлицких сланцевых гор (рис. 1) представлен геосинклинальными образованиями раннего кембрия (спилито-диабазовая субформация), ордовика (сланцево-граувакковая формация), силура (субформация черных кремнистых сланцев) и девона (спилито-диабазкератофирировая и сланцево-граувакковая формация), а также моласовыми образованиями нижнего карбона — нижней перми (морская

карбонатно-терригенная и континентальная красноцветная грубообломочная субформации). Мощность геосинклинального палеозоя достигает 2000 м, молассовых отложений — 1500 м.

Стратиграфическая принадлежность пород достаточно надежно фиксируется благодаря многочисленным находкам фауны и флоры. Здесь установлены все ярусы силура, девона и визейский ярус нижнего карбона (Brause, 1969).

Структура Герлицких сланцевых гор по представлениям Х. Браузе (Brause, 1969) рассматривалась как серия сложно построенных кулис (чешуй), сформировавшихся в условиях сильного сжатия.

Считалось, что породы нижнего карбона (визе) дислоцированы совместно с более ранними членами палеозоя (силур, девон), залегая, как правило, в основании кулис.

Эти представления нашли отражение на геологической карте масштаба 1:400 000 областей Карл-Маркс-Штадт, Лейпциг и Дрезден (Geologische Übersichtskarte, 1973).

Основанием для пересмотра существующих представлений о структуре района послужил анализ характера распространения и залегания образований силура — девона и нижнего карбона, а также их структурное соотношение.

Отложения нижнего карбона (визе) выходят на поверхность в виде узкой полосы вдоль южного края Герлицких сланцевых гор, примыкая непосредственно к породам верхнего протерозоя или залегая на них. На остальной части территории они вскрываются скважинами под образованиями силура — девона. Лишь в районе Литчена ими образовано небольшое по площади «тектоническое окно» (рис. 2).

Анализ данных бурения (Brause, 1969) показывает, что существует значительная разница в степени дислоцированности образований силура — девона и нижнего карбона. В качестве исходного признака, характеризующего степень дислоцированности, был принят угол падения слоистости пород. Замеры углов производились через равные интервалы: в каждой скважине не менее 30 измерений отдельно для пород силура — девона и нижнего карбона. Для этих комплексов пород вычислялись (по общепринятой методике) средние значения (\bar{X}) и дисперсия (S^2) углов падения слоистости пород. Сопоставление только средних значений углов падения слоистости уже свидетельствует о существенном различии степени дислоцированности отложений силура — девона и нижнего карбона. Для первых эта величина изменяется от 36 до 64, для вторых от 16 до 30°. Единичные значения углов для пород силура — девона изменяются от 0 до 90°, а для отложений нижнего карбона от 8 до 30°.

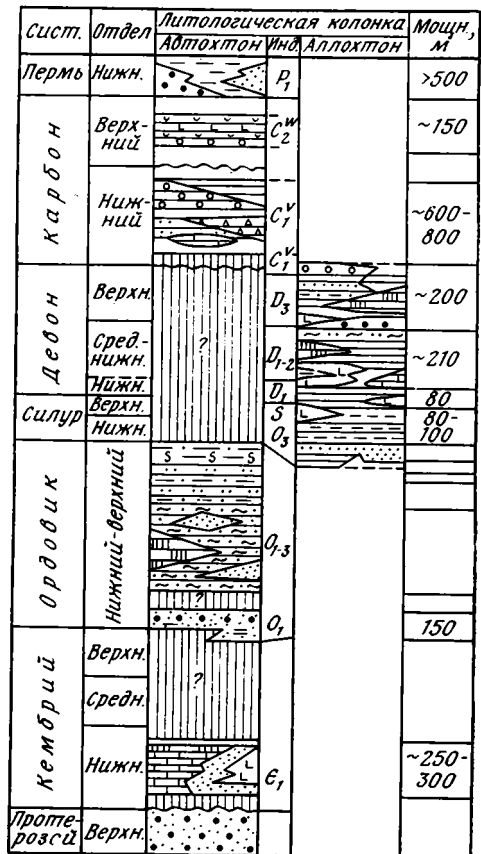


Рис. 1. Стратиграфическая колонка Герлицких сланцевых гор

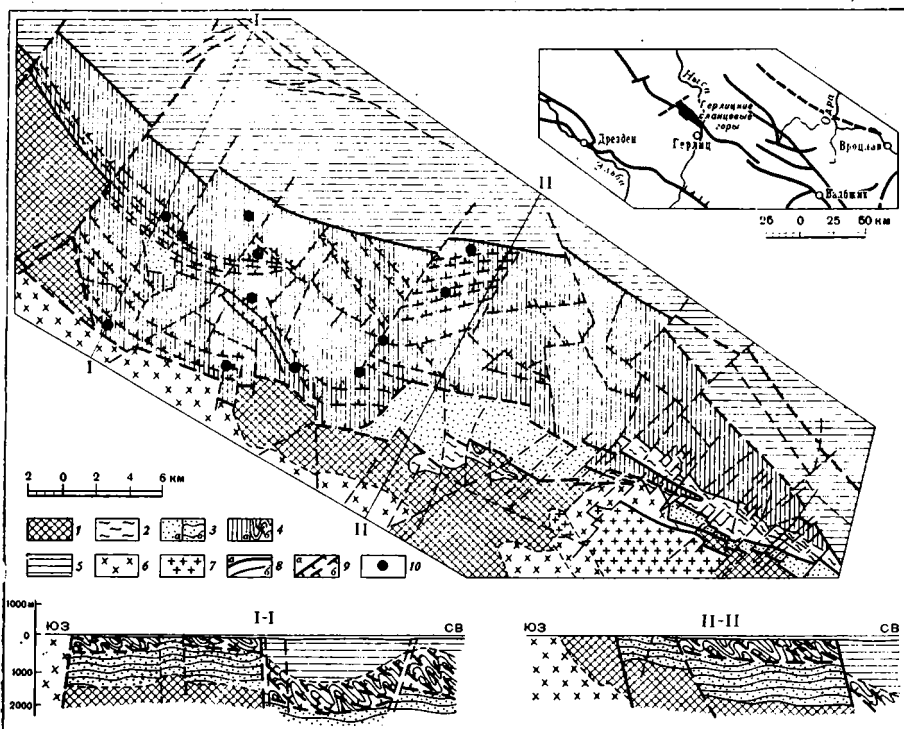


Рис. 2. Тектонический покров Герлицких сланцевых гор
 1 — верхний протерозой (лаузицкие граувакки); 2 — нижний кембрий — ордовик;
 3 — нижний карбон (визе); 4 — на плане; 6 — на профилях; 4 — аллохтон тектонического покрова: а — на плане, б — на профилях; 5 — верхний карбон — кайнозой; 6 — лаузицкие гранодиориты; 7 — граниты Кенигсхайна; 8 — тектонические нарушения: а — региональные, б — локальные; 9 — надвиги: а — главная зона шарьирования, б — внутривокровные надвиги; 10 — скважины, вскрывшие отложения нижнего карбона под образованиями силура — девона

Средние значения и дисперсия углов падения слоистости
 в породах силура — девона и нижнего карбона

№ п. п.	Скважины	$\bar{\alpha}$		S^2	
		S-D	C_1	S-D	C_1^0
1	NSL 1/60	50	—	432	—
2	» 2/61	45	16	256	24
3	» 4/63	—	31	—	32
4	» 5/61	—	32	—	14
5	» 6/61	42	—	400	—
6	» 7/62	49	19	523	130
7	» 10/61	45	23	417	46
8	» 11/61	43	—	493	—
9	» 12/62	40	25	250	30
10	» 13/63	—	31	—	35
11	» 14/63	53	—	315	—
12	» 15/61	51	29	265	36
13	» 17/62	50	—	511	—
14	» 18/62	51	—	316	—
15	» 19/63	46	—	250	—
16	» 20/63	52	30	393	23
17	» 30/64E	64	—	151	—

Еще более резкие различия выявляются при сопоставлении дисперсии углов падения — параметра, характеризующего изменчивость и являющегося определяющим признаком дислокационного несогласия. Для образований силура — девона дисперсия изменяется от 200 до 500, отложений нижнего карбона от 14 до 50. Во всех случаях, если сопоставлять средние значения и дисперсию углов падения слоистости по единичным пересечениям, степень дислоцированности пород силура — девона более высокая, чем нижнего карбона (таблица). О различной степени переработки свидетельствует также разная степень динамометаморфизма. Образования силура — девона интенсивно рассланцованы, тогда как глинистые породы карбона представлены преимущественно аргиллитами.

Таким образом, для геологического строения Герлицких сланцевых гор характерно: залегание отложений нижнего карбона под пакетом пород силура — девона; образования силура — девона дислоцированы более интенсивно по сравнению с отложениями нижнего карбона, что свидетельствует о резко различных динамических условиях деформации этих комплексов. Отмеченные факты свидетельствуют о покровном строении территории. Комплекс пород силура — девона является аллохтоном, а отложения нижнего карбона — автохтоном тектонического покрова.

Природа Герлицкого тектонического покрова может быть определена на основе анализа структуры аллохтона и автохтона с учетом тектонических условий во время его формирования. Время формирования тектонического покрова в конце раннего карбона (судетская фаза складчатости) однозначно фиксируется, поскольку аллохтон залегает на отложениях верхнего визе и перекрыт осадочно-вулканогенными породами вестфалья. Более интенсивная дислоцированность пород аллохтона по сравнению с автохтоном, а также некоторые другие особенности тектонического строения позволяют предположить гравитационную природу покрова. Причем «корневая зона» покрова располагалась, по-видимому, к северу от Герлицких сланцевых гор, так как образований, слагающих аллохтон (силур — девон), к югу на территории Лаузица не известно. Установлено также, что отложения нижнего карбона в южной части района залегают непосредственно на породах верхнего протерозоя. Гравитационное скольжение, по мнению С. В. Руженцева, возникает в тех случаях, когда в тылу надвигающихся масс формируется поднятие (Руженцев, 1971).

В соответствии с этим гравитационная природа покрова и смещение аллохтона из района, располагающегося к северу от Герлицких сланцевых гор, подразумевают существование здесь поднятия в конце раннего карбона. Существование такого поднятия подтверждается увеличением максимального размера галек в конгломератах визе в северном направлении. Об этом свидетельствует также состав обломочного материала граувакк. Среди обломков присутствуют основные породы, кислые вулканыты, кластическая слюда и высокометаморфизованные породы (гнейсы, слюдяные и гранат-слюдяные сланцы). Количество основных пород в составе уменьшается в северном направлении. Не вызывает сомнения, что их поставщиком служили дайки лампрофиров силурийского возраста (410 млн. лет), широко распространенные в Лузицком массиве (Peschel и а., 1973). Наличие среди обломочного материала кластической слюды из метаморфических пород и кислых вулканытов, неизвестных в Лаузице, а также некоторое возрастание их количества в северном направлении свидетельствуют о расположении области сноса к северу от Герлицких сланцевых гор. Здесь же, по геофизическим данным, предполагается наличие выступа (поднятия) протерозойского фундамента, протягивающегося в восточном направлении вдоль северного края Предсудетского синклинория на территории Польши.

Определение амплитуды тектонического покрова осложняется мощным чехлом мезозойско-кайнозойских платформенных отложений севернее Герлицких сланцевых гор. Можно уверенно утверждать, что она не менее 15 км (установленная ширина пластины аллохтона). По характеру дислокаций породы палеозоя в пределах структуры Мюльквиц напоминают образования силура — девона аллохтона Герлицкого тектонического покрова, что позволяет предположительно определить амплитуду покрова более 25 км.

Мощность пластины аллохтона максимальна в северо-западной части района, где она достигает 400—500 м. В юго-восточной части территории аллохтон сохранился в виде мелких «лоскутов» небольшой мощности (до 150 м).

Внутреннее строение аллохтона характеризуется развитием внутрипокровных надвигов, обусловленных в основном фациальной неоднородностью слагающих его пород с различными физическими свойствами. Наиболее интенсивно породы аллохтона переработаны в непосредственной близости от главной зоны шарьирования и во фронтальной (южной) части покрова.

Можно предполагать существование герцинских покровных структур и к востоку от Герлицких сланцевых гор в пределах Предсудетского синклиория. Судя по разрезам скважин JG-1 Biskupin, IG-2 Nowa Kuznia (Jerzmanski, 1970), структуры, образованные силур-девонскими породами, напоминают внутрипокровные надвиги в аллохтоне Герлицкого тектонического покрова.

Литература

- Руженцев С. В.* Особенности структуры и механизм образования сорванных покровов. М., «Наука», 1971.
- Штилле Г.* Каледонская складчатость Центральной Европы на фоне складчатости Европы. Избранные труды. М., «Мир», 1964.
- Brause H.* Das verdeckte Altpaläozoikum der Lausitz und seine regionale Stellung. Akademie — Verlag — Berlin, 1969.
- Brause H., Hirschmann G., Tröger K.-A.* Einige neue Ergebnisse aus dem Paläozoikum der Lausitz (die Kartierung Bohrungen aus Caminaberg). — Geologie, 1962, № 11, Berlin.
- Bubnoff S. V.* Zur Zonengliederung des variszischen Gebirges. — Geol. Rundschau, 1932, Bd. 22.
- Geologische Übersichtskarte, Bezirke Dresden, Karl-Marx-Stadt, Leipzig. Maßstab 1 : 400 000. Freiberg, 1973.
- Jerzmanski J.* Neue Ergebnisse in westlichen Teil des Blok przedsudecki. — Geologie und Paleontologie, 1970, Bd. 15, № 3.
- Möbus G.* Lausitzer Grundgebirge-Elbtalzone. Die geotektonische Entwicklung des Raumes zwischen Erzgebirge und Westsudeten. Habilitationsschrift, Berlin — Jena, Berlin, 1962.
- Peschel A., Müller B., Kramer W.* Die basischen Intrusivgesteine der Lausitz und ihre industrielle Nutzung. Freiburger Forschungshefte, C 283, Erkundungsgeologie, Leipzig, 1973.

Статья поступила
18 января 1979 г.

УДК 551.242.51 (669)

П. П. ИВАНЧУК

ТЕКТОНИКА ТРОГОВ НИГЕРИИ

Рассмотрена тектоника трогов Нигерии. Все три трога не являются непосредственным продолжением друг друга. Они разобщены и располагаются кулисообразно друг к другу. Характерно, что складчатые формы антиклинориев на концах трогов как бы упираются в массивы докембрийских пород. Троги Нигерии сформированы вдоль глубинного тектонического шва, который расчленил перед поздним мелом стабильный участок Африканского континента на два сегмента.

В пределах Нигерии располагаются два обширных массива докембрийских метаморфических и магматических пород (рис. 1). Большую часть страны (юго-запад, запад и частично центр) занимает Дагомейско-Нигерийский массив. Средненигерийская платформенная впадина, которая сложена меловыми относительно мало мощными осадками бассейна Бида, условно подразделяет этот массив на собственно Дагомейско-Нигерийский массив и плато Джос.

Юго-восток и восток Нигерии занимает западная часть Камерунского массива, который небольшими платформенными, неглубоко вдающимися в него впадинами (Мамфе — на юго-западе и Еола — на северо-востоке) делится в свою очередь на три более мелких массива (с юго-запада на северо-восток): Обан, Баменда и Биу.

Между Дагомейско-Нигерийским и Камерунским массивами диагонально протягиваются три трога, точнее грабена. Юго-западный трог именуется Абакалики, средний — Бенуэ и северо-восточный — Майдугури. Их часто объединяют под названием трога, или авлакогена, Бенуэ. Он был отнесен к авлакогену еще Н. С. Шатским.

Тектоника трогов имеет свои особенности, связанные с развитием на первых этапах их геологической истории удлиненных грабенов между воздымавшимися массивами и заполнением их меловыми осадками; а на поздних этапах — с инверсионными движениями, создавшими в их пределах антиклинории, окаймленные вытянутыми синклиналиями.

В современном рельефе трог Абакалики выражен возвышающимся антиклинорием одноименного названия. Средний трог приурочен к долине р. Бенуэ, протягивающейся между склонами докембрийских массивов плато Джос и Баменда. Северо-восточный трог погребен под плащеобразно залегающими отложениями осадочного чехла бассейна Чад.

По В. Е. Хаину (1971), территория Нигерии пережила на позднепротерозойском этапе геосинклинальное развитие (продолжительностью 800—1000 млн. лет). Согласно палеотектонической схемы Африки для этого этапа, составленной В. Е. Хаиным и Н. А. Божко, через территорию западной Нигерии проходил субмеридиональный Транссахарский геосинклинальный пояс.

На следующем — байкальском этапе (670—800 млн. лет) территория западной Нигерии становится складчатой страной и входит в Транссахарский складчатый пояс, после чего формируется обширная платформа.

Длительный период геологического времени, включая раннекембрийский этап (поздний триас — лейас) продолжительностью около

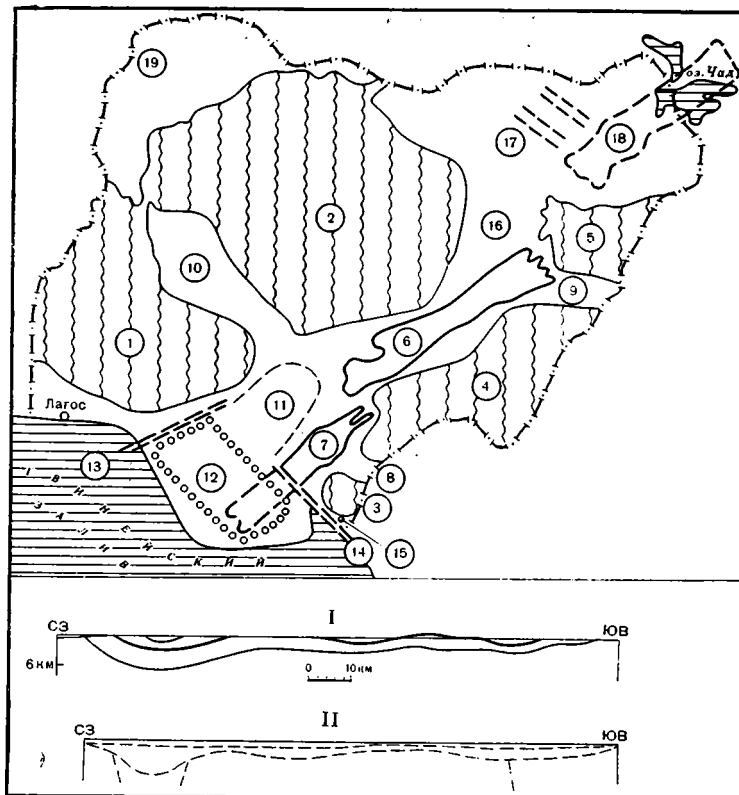


Рис. 1. Тектоническая схема Нигерии и I — схематический профиль через трог Бенуэ; II — схематический профиль (по геофизическим данным) через трог Майдугури

Цифры на схеме: 1 — Дагомейско-Нигерийский массив; 2 — плато Джос; 3 — массив Обан; 4 — массив Баменда; 5 — массив Биу; 6 — трог Бенуэ; 7 — трог Абакалики; 8 — платформенная впадина Мамфе; 9 — платформенная впадина Еола; 10 — Средненигерийская платформенная впадина (бассейн Биды); 11 — платформенная впадина Анамбра; 12 — наиболее погруженная часть бассейна дельты р. Нигер; 13 — шарнирная линия Бенни; 14 — шарнирная линия Калабар; 15 — склон Калабар; осложненный горстом и грабенами; 16 — платформенный выступ Замбук; 17 — нигерийская часть осадочного бассейна Чад (синеклиза Чад); 18 — погребенный трог Майдугури; 19 — осадочный бассейн Сокото (Нигерийская часть Мали-Нигерской синеклизы)

500 млн. лет. Африканский континент, в том числе и территория Нигерии, имел устойчивую тенденцию к воздыманию, и здесь длительно господствовали процессы эрозии.

Только в позднекеммерийском — раннеальпийском этапе (юра — ранний мел) на территории Нигерии проявились нисходящие тектонические движения, в результате которых на севере страны произошло накопление континентальных осадков, на юге — морских.

История геологического развития региона наложила свой отпечаток как на внутреннее строение пород фундамента, так и на морфологию рельефа его поверхности (сглаженные формы рельефа домезозойских пород).

По М. О. Оявое (Oyawoye, 1972), докембрийские метаморфизованные осадочные породы смяты в систему сжатых складок главным образом меридионального простирания, в отдельных местах сменяющегося на широтное. Складки осложнены системой разрывов того же простирания. Складкообразование происходило неоднократно. В ряде районов

было обнаружено, что меридиональные складки перерабатывают более ранние структуры, характеризующиеся северо-западными простираниями. Массивам свойственно блоковое строение.

Молодые граниты Нигерии осложняют строение докембрийских пород и широко развиты на плато Джос. Они располагаются субмеридиональными цепочками. По радиометрическим исследованиям молодые граниты имеют среднеюрский возраст (около 160 млн. лет). Их развитие в Нигерии может служить свидетельством проявления среднеюрской фазы тектонических движений, сопровождающейся образованием подкоровых магматических очагов. По-видимому, эта фаза была причиной обрушения юго-западного края Африканского континента и образования Гвинейского залива.

По мере образования Гвинейского залива океан поглощал отчленившиеся блоки континента и широким фронтом наступал на погружающиеся его части. Это вызывало на них активное прибрежное осадконакопление. Процессу формирования Гвинейского залива определенным образом способствовало развитие диагональной области активизации (Хаин, 1971), расположенной между Сахарской плитой и Восточно-Африканским щитом (Западно-Африканский рифт). Позднее неотектонические движения в этой области активизации привели к возникновению вулканической линии Камеруна.

Между плитой и щитом перед поздним мелом (возможно, начиная со среднеюрского времени) проявились тектонические движения. В результате здесь получила развитие диагональная (юго-запад — северо-восточного простирания) рифтовая зона, состоящая из отдельных грабенов, расположенных кулисообразно.

В грабенах с альбского века происходило морское осадконакопление.

Накопление осадков в грабенах Абакалики, Бенуэ и, по-видимому, Майдугури было прервано инверсионными движениями, проявившимися здесь в конце сенонского времени. Меловые отложения были смяты в складки. В грабенах возникли складчатые сооружения, вытянутые в том же направлении.

Формирование складчатости сопровождалось внедрением магматических расплавов и гидротермальных растворов. В толще верхнемеловых осадков в настоящее время обнаруживаются магматические штоки и местами свинцово-цинковое оруденение.

Последовавшее воздымание этих сооружений и длительное развитие эрозионных процессов сnivelировали эти складчатые системы, удалив местами примерно 1000-метровую толщу верхнемеловых осадков (Бенуэ, Абакалики).

Таким образом, формирование складчатых нарушений в меловых отложениях грабенов Нигерии контролировалось, с одной стороны, сложным строением поверхности фундамента, которое одновременно было складчатым и блоковым, а с другой — собственным развитием меловых отложений под воздействием складчатых усилий, а также внедрением магматических тел.

Формирование структурных форм в дельте р. Нигер происходило в специфических условиях в связи с мощным осадконакоплением и одновременным захоронением огромных объемов вод. Тектонические движения в этих природных условиях вызывали вертикальное перемещение жидких масс и образование локальных структур и разрывных нарушений в вышележащих пластичных слоях осадков.

По нашим представлениям, эти сильно водонасыщенные толщи на этапах усиления блоковых движений фундамента локально играли роль своеобразного передатчика тектонических усилий. Движения фундамента, выражавшиеся вертикальными подвижками вдоль разломов, передавались вверх жидкой массе осадков, подчинявшейся законам гидродинамики, т. е. проявлялась гидравлическая тектоника (Иванчук, 1978).

Трог Бенуэ располагается в восточной части Нигерии и протягивается с юго-запада и на северо-восток примерно на 500 км при ширине более 100 км (см. рис. 1). Трог сложен верхнемеловыми отложениями. В нижней части разреза они представлены мощными песчанистыми отложениями формации Бима, максимальная мощность которых достигает 3000 м. По возрасту эта формация относится к сеноману. Выше лежат слои, в основном глинистые, формации Еолде с прослоями песчаников, мощностью примерно 400 м. Формация Еолде — нижнетуронского возраста.

В верхней части разреза лежит формация Пиндига (турон — нижний сенон), представленная толщей преимущественно глин. Мощность ее некоторых участков 1500 м.

Общая мощность осадков верхнего мела, по данным Д. Тернера (1973), достигает почти 6000 м на юго-востоке от г. Викки и до 3000 м в районе среднего течения р. Бенуэ. С юго-запада на северо-восток мощность в синклиналиях мелового осадочного чехла изменяется от 6000 или 3000 до 600 м на северо-востоке. В приподнятых и эродированных частях трого Бенуэ мощность меловых отложений сокращена до 1000 м и менее.

В толще осадков верхнего мела обнаружены штоки изверженных пород, а также гидротермальное свинцово-цинковое оруденение.

В структурном отношении трог делится на три части, в средней его части выявляется приподнятое положение пород фундамента, а по краям — опущенное; залегание меловых отложений закономерно отражает блоковое строение фундамента (см. рис. 1).

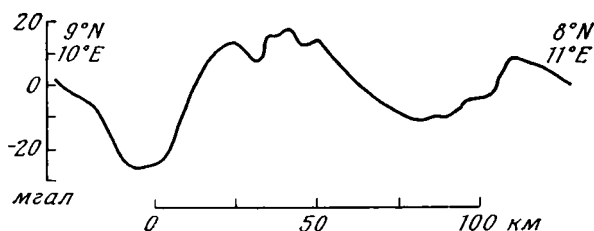


Рис. 2. Гравитационный профиль через трог Бенуэ (по С. R. Gratchley, 1965)

Такое строение трого хорошо прослеживается на гравитационном профиле через долину Бенуэ (рис. 2), который показывает, что высокие положительные величины силы тяжести характерны для центральной части трого (более +16 мгал), а низкие наблюдаются по ее краям (—25 — на западе и примерно —11 мгал — на востоке) с расстоянием между осями отрицательных аномалий силы тяжести в 87 км. Это расстояние приблизительно соизмеримо с расстоянием между отрицательными диагональными аномалиями, вытянутыми в юго-запад — северо-восточном направлении в районе погребенного трого Майдугури.

На детальной геологической карте (рис. 3), составленной национальной геологической службой Нигерии и геологами Ибаданского университета (1972), изображено северо-восточное окончание складчатой зоны Бенуэ, а также восточное и северное поля меловых отложений, заполняющих платформенные прогибы.

В трого Бенуэ хорошо видны диагонально-вытянутые складки, замыкающиеся на северо-востоке. Складки здесь как бы упираются в глыбу докембрийских пород. В этом, как нам представляется, отражается блоковое строение фундамента грабен, выраженное не только в поперечном, но и в продольном направлениях.

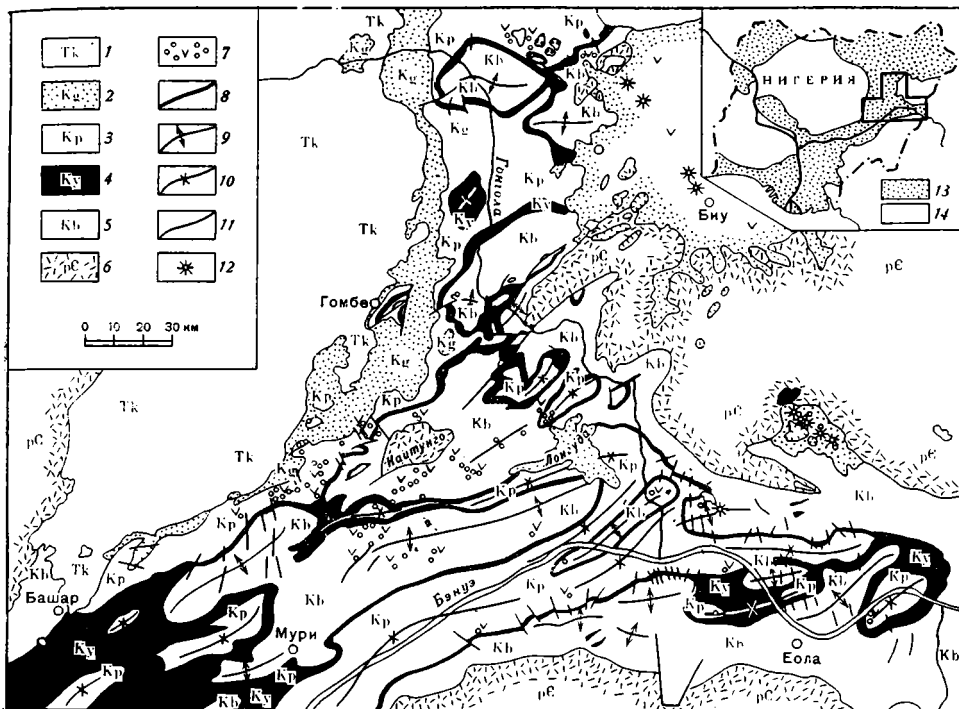


Рис. 3. Геологическая карта верхней части депрессии Бенуэ (по данным Национальной геологической службы Нигерии и Ибаданского университета, 1972)
 1 — формация Керри Керри (третичные); мел: 2 — песчаник Гомбе, 3 — формация Пиндига, 4 — формация Еолде, 5 — формация Бима — Мури-Еола; 6 — комплекс кристаллического фундамента (докембрий); 7 — вулканические породы; 8 — геологические границы; 9 — оси антиклинальных складок; 10 — оси синклинальных складок; 11 — разрывы; 12 — вулканические конусы; 13 — осадочные породы; 14 — изверженные в метаморфизованные породы

На восточном и северном полях меловых отложений формы складок меняются, становятся почти округлыми, причем в северном поле преобладает широтное простирание, а в восточном — субмеридиональное.

Поэтому трог Бенуэ далее на север непосредственно не протягивается в трог Майдугури. Хотя меловая осадочная толща продолжается на север, складки, осложняющие эту толщу, имеют уже субширотное простирание. Эта северная часть полосы развития меловой толщи находится над выступом фундамента Замбук, разделяющего трог Бенуэ и бассейн Чад. В этом поле формирование складок в меловых слоях подчинилось другой ориентировке структур фундамента, чем в трог Бенуэ.

Юго-западное окончание трога Бенуэ также выражено пологими коробчатыми складками, которые непосредственно не продолжают в трог Абакалики.

Отметим, что в грабенах оказались собранными в складки как доверхнемеловые образования фундамента, так и верхнемеловые отложения.

ТРОГ АБАКАЛИКИ

На юго-запад от трога Бенуэ кулисообразно располагается трог Абакалики (см. рис. 1). Его обнаженная приподнятая часть протягивается на 220 км с северо-востока на юго-запад (максимальная ширина 60 км). Она получила название антиклинорий Абакалики. По-видимому, последний имеет погребенное продолжение под толщей осадков дельты р. Нигер примерно на 150 км. Это складчатое сооружение представлено си-

стемой валообразных антиклиналей и синклиналей. Оно обрамляется прогибами: на юго-востоке синклиналью Афикпо, а с противоположной стороны впадиной Анамбра.

В своде антиклинория Абакалики непосредственно на эродированной поверхности фундамента залегают древние осадочные породы — продукты длительного континентального периода развития. Они детально изучены А. Б. Узуакпунва (Uzuakpunwa, 1974). Древние континентальные образования состоят из двух толщ: нижней, представленной преимущественно плохо сортированными косослоистыми песчаниками, аркозовыми или кварцевыми; и верхней, сложенной пирокластическими породами (от основного и до среднего состава). Возможно, что пирокластические отложения обязаны своим возникновением среднеюрскому этапу вулканической деятельности, запечатленной на плато Джос молодыми гранитами и другими проявлениями магматизма. Так же как и в трого Бенуэ, отложения трого Абакалики прорваны магматическими телами и вмещают свинцово-цинковое оруденение.

Район антиклинория Абакалики в отличие от соседнего района впадины Анамбра, по-видимому, в среднеюрское время испытывал опускания. Здесь произошло образование грабена, затем заполнение его континентальными, а позднее морскими меловыми осадками. Далее последовало их воздымание и складкообразование. Породы фундамента трого Абакалики также смяты в складки.

Прогибание дельты р. Нигер привело юго-западную часть антиклинория Абакалики к опусканию с последующим перекрытием верхнекайнозойскими осадками. Погружение юго-западной периклинали Абакалики четко прослеживается по геологической карте Нигерии и по гравитационной карте в редукции Буге. Анализ последней дает основание предполагать, что продолжение антиклинория Абакалики играет важную роль в геологическом строении погруженной части бассейна дельты р. Нигер.

Строение трого Абакалики видно на геологической карте Нигерии (1964), причем с юго-востока осевой антиклинорий обрамляет узкая синклиналь, как и в других трогах, а на северо-западе развита более широкая впадина.

На геологической карте четко фиксируется отсутствие явной связи складок северо-восточной переклинали антиклинория и юго-западного окончания складчатой зоны трого Бенуэ. Эти окончания трогов кулисообразно заходят друг за друга на расстоянии примерно 50 км и разделяются двумя узкими синклиналями и клинообразным выступом докембрийских пород, отходящим на юго-запад от массива Баменда.

ТРОГ МАЙДУГУРИ

Нигерийская часть осадочного бассейна Чад находится на северо-востоке страны. В длину эта часть бассейна имеет 640 км, при максимальной ширине 280 км. В структурном отношении она является юго-западной частью синеклизы Чад.

Строение и история развития синеклизы Чад слабо освещена в литературе в связи с незначительным объемом исследовательских работ в этой пустынной части Африки.

Строение фундамента Нигерийской части бассейна Чад схематично изображено на тектонической карте Африки, приложенной к книге «Тектоника Африки» (1973). На ней достаточно наглядно выделяются западная и восточная части структуры. Восточная часть структуры осложнена большим вытянутым прогибом по поверхности фундамента *широтного* (курсив наш. — П. И.) простирания. Прогиб на востоке уходит под оз. Чад, а на западе разветвляется на две центроклинали: западную и юго-западную. Последняя, согласно карте, соединяется с север-

ным продолжением впадины Бенуэ. Глубина прогиба обозначена на карте изогипсой 3000 м, длина — примерно 180—200 км, при ширине 70—80 км. На юго-востоке от основного прогиба находится небольшая впадина, глубиной более 1000 м, расположенная между основным прогибом и северным склоном докембрийского массива Биу (северная часть массива Камерун) и отделенная от первого валобразным поднятием фундамента.

В пределах западной части бассейна проведена нулевая изогипса фундамента и не изображено никаких локальных структур.

Восстановление истории геологического развития нигерийской части бассейна Чад для мелового периода весьма затруднительно. В настоящее время на этой территории не пробурено ни одной скважины, которая вскрыла бы весь разрез меловых отложений и вошла в докембрийский фундамент.

Некоторую информацию по истории западной части этого региона удается получить, привлекая геологические материалы по юго-западному борту бассейна Чад и меловым отложениям прилегающего выступа Замбук.

Перед поздним мелом в этом регионе располагалась часть внутриконтинентального бассейна, в котором на неровной поверхности фундамента произошло отложение толщи гравия, песков и глин, фаунистически неохарактеризованных; большая их часть отнесена местными геологами к сеноману. Толща получила название песчаника Бима. В юго-западной части района она имеет мощность 914 м.

Так как большая часть Нигерии в это время представляла собой сушу, произошло накопление грубообломочных осадков низов песчаника Бима.

В раннетуронское время морская трансгрессия распространилась на север по грабену Бенуэ в северо-восточную область Нигерии. Это было обусловлено погружением фундамента в системе грабенов Абакалики и Бенуэ. Морские условия здесь продолжали существовать длительный период, захватывая большую часть туронского и сенонского времени.

В результате морской трансгрессии накопились глины с прослоями известняков и песчаников с максимальной мощностью 213 м (в юго-западной части региона). Эта часть мелового разреза называется: нижняя половина — формацией Гонгила, а верхняя — глина Фика.

В конце сенона здесь наступил этап тектонической активности. В это время, как и во всей стране, происходят подвижки массивов докембрийских пород и блоков фундамента в пределах системы грабенов Бенуэ, Абакалики и Майдугури, в результате чего меловые осадки были смяты в складки и приподняты.

Последовал этап активной эрозионной деятельности. Меловой период завершился накоплением уже не морских, а континентальных отложений (маастрихт?), получивших название песчаника Гомбе, мощностью около 304 м (в юго-западной части региона). В результате бурения на воду (Bagber, 1965) было установлено отсутствие этих песчаников в пределах юго-западной части бассейна Чад, где кайнозойские отложения ложатся непосредственно на глины Фика.

По-видимому, к концу мелового периода относится формирование поднятия фундамента Замбук. Тем самым оформляется юго-западное обрамление синеклизы Чад.

Начало палеогенового периода было ознаменовано накоплением мощной толщи гравия, песков и глин, которые легли на размытую поверхность меловых отложений. Эта толща мощностью до 182 м получила название Керри Керри (палеоцен).

Формация Керри Керри прослежена только в западной части региона, а в восточной она отсутствует. Эта часть региона в течение почти 60 млн. лет была ареной действия эрозионных процессов, и только в

плиocene — плейстоцене на размытую поверхность формации Керри Керри и фундамента на западе, а на востоке — меловых пород, отложилась пологим плащом формация Чад. Последняя накапливалась в обширном пресноводном внутриконтинентальном бассейне Чад.

По литологии формация Чад в основном глинистая со слоями и линзами песков, по краям бассейна более песчаная. Мощность ее изменчива: на западе она небольшая, а на востоке в районе западного берега оз. Чад достигает 800 м.

С осушением внутриконтинентального водоема осадконакопление прекратилось, и стали господствовать процессы эоловой деятельности. Бассейн Чад, ранее обширный по площади, преобразился в свой реликт — оз. Чад, занимающее ныне наиболее опущенную часть пустынной равнины в центре Африки.

По В. Е. Хаину (1971), с середины миоцена отмечается резкое усиление вулканизма в Камеруне. В связи с тектонической активизацией во второй половине миоцена проявилась новая фаза вулканизма. Ее проявление характеризовалось щелочным составом продуктов извержений (фонолиты и трахиты).

О проявлении четвертичного вулканизма может свидетельствовать обнаружение риолитов с включением кварцевых трахитов к востоку от границы Нигерии в республике Чад, в дельте р. Шари у населенных пунктов Хаджер — Эль-Хамис и Хаджер Бигли. Эти вулканические породы залегают внутри формации Чад.

Кварцевые базальты вскрыты скважиной при бурении на воду в районе южного борта синеклизы Чад на север от г. Баме в формации Чад на глубине около 200 м.

Исходя из изложенных данных и по аналогии со строением соседних трогов Бенуэ и Абакалики можно высказать некоторые предположения о внутреннем строении погребенного трога Майдугури.

Нигерийская часть бассейна Чад, по нашим представлениям, делится на два неравных участка диагональным, относительно узким на юге, погребенным массивом фундамента. Ширина юго — юго-восточной части этого массива может быть приблизительно оценена в 70 км (ближе к своду) и в 120 км (к основанию), а высота массива — более чем в 900 м.

Можно предполагать, что этот погребенный массив является разделом между западным и восточным полями развития меловых осадков.

О том, что внутреннее строение этих трех частей региона различно, можно судить по гравитационной карте в редукции Буге, составленной К. Барк и Д. Е. Айакае (Burke and Ajakaiye, 1972).

Гравиметрические исследования в восточной части региона выявляют строение трога Майдугури, аналогичное трогам Бенуэ, которое четко прослеживается на гравитационных профилях. Он также состоит из среднего диагонально-вытянутого горста и двух протяженных грабен, окаймляющих этот горст (см. рис. 1, II). Характерно, что, как и в грабене Бенуэ, северо-западный грабен, по-видимому, более погружен, чем юго-восточный.

Породы фундамента на бортах трога рассечены разрывами, что видно из анализа геологических карт, составленных геологической службой Нигерии и геологическим факультетом Ибаданского университета (см. рис. 3).

Так как поверхность фундамента вдоль грабен и срединного горста претерпевает подъемы и погружения, то в свою очередь структура мелового осадочного чехла должна контролироваться этими особенностями строения фундамента.

Так же как в трогам Бенуэ, в трогам Майдугури меловая толща в синклиналях, вероятно, имеет относительно простое строение. Наиболее погруженной синклиналью является северо-западная. В пределах горста присутствуют породы мела, осложненные, подобно трогам Бенуэ, серией

вытянутых антиклинальных поднятий с периклиналями коробчатого строения, ныне частично размытыми. Если в погруженных впадинах мощность отложений мела достигает 2,5 км, то в пределах горстов их мощность достигает не более 1 км. Не исключено, что отложения мела осложнены системой нарушений и включают магматические тела и гидротермальное свинцово-цинковое оруденение, как это наблюдается в трог Бенуэ и антиклинории Абакалики.

Исходя из вышеизложенных представлений размеры грабена Майдугури по площади выходов меловых отложений условно могут быть оценены до 120—130 км в ширину и порядка 360 км в длину. Грабен, вероятно, имеет продолжение на северо-восток под оз. Чад и далее в пределы Республики Чад. На это указывают данные гравиметрических исследований.

Особо следует остановиться на характере соотношения юго-западного конца трога Майдугури и северо-восточного окончания трога Бенуэ. Их разделяет массив докембрийских пород Биу (160 км), причем осевая линия первого смещена на северо-запад по отношению ко второму на расстояние порядка 100 км. Нам представляется, что складки в меловых отложениях на окончании трога Майдугури заканчиваются, как бы упираясь в разделяющий их докембрийский массив.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Развитие трогов Нигерии протекало различно, в зависимости от их взаимоотношения с более крупными структурными элементами региона.

Местоположение каждого трога предопределялось возникновением протяженных грабенов между массивами докембрийских пород.

Тектонические движения в пределах грабенов формировали складчатые сооружения, структурные формы которых были обусловлены, с одной стороны, узкими рамками самих грабенов, а с другой — восходящими тектоническими движениями внутри формирующегося трога.

Трог Абакалики был втянут в опускание в связи с формированием впадины в районе дельты р. Нигер, что вызвало погружение его южной половины. Северная половина трога являлась ареной активной эрозионной деятельности, но, несмотря на это, он сохранился в виде положительной формы рельефа.

Трог Бенуэ длительно подвергался разрушению. На его месте ныне располагается долина р. Бенуэ.

Трог Майдугури также длительно эродировался (до пенеплена), а затем с прогибанием синеклизы Чад был втянут в погружение, причем его северо-восточная часть опустилась более чем на 800 м. В результате этого прогибания весь трог оказался погребенным под кайнозойскими осадками формации Чад.

Все три трога не являются непосредственным продолжением друг друга. Они разобщены и располагаются кулисообразно. Характерно, что складчатые формы на концах трогов как бы упираются в массивы докембрийских пород.

Троги Нигерии являются прямым показателем развития в предпоздне-меловое время на этой территории глубинного тектонического шва, который расчленил на два сегмента стабильный участок Африканского континента.

Литература

- Иванчук П. П. Тектоника дельты р. Нигер (Нигерия). — Геотектоника, 1978, № 2.
Тектоника Африки, ред. Ю. Шуберт и А. Фор-Мюре. М., «Мир», 1973.
Гернер Д. Осадочный чехол Нигерии. — В кн.: Тектоника Африки. М., «Мир», 1973.

- Хаин В. Е. Региональная геотектоника. Северная и Южная Америка, Антарктида и Африка. М., «Недра», 1971.
- Barger W. Pressure Water in the Chad Formation of Bornu and Dikwa Emirates, North-Eastern Nigeria.— Geol. Surv. Nigeria. Bull., 1965, No. 35.
- Burke K. C., T. F. J. Desauvage & A. J. Whiteman. Geological History of the Benue Valley and Adjacent Areas. African Geology, Ibadan, Nigeria, 1972.
- Cratchley C. R. Geophysical Survey of the south-western part of the Chad Basin C. C. T. A. Publication, 1960, No. 55.
- Oyawoye M. O. The Basement Complex of Nigeria. African Geology, Ibadan, Nigeria, 1972.
- Uzuakpunwa A. B. The Abakaliki Pyroclastics-Eastern Nigeri: new age and Tectonic Implication.— Geol. Mag., 1974, 111 (1).

ВНИИГаз
Москва

Статья поступила
3 апреля 1979 г.

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 551.243.03(477.8)

В. Д. СКОРДУЛИ

СТРУКТУРНЫЕ КОМПЛЕКСЫ ЧЕХЛА ВОЛЫНО-ПОДОЛЬСКОЙ
ОКРАИНЫ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

При региональных тектонических исследованиях широко применяется метод выделения структурных этажей (Богданов, 1963). Он позволяет наметить этапы и проследить цикличность геологического развития региона, выявить основные черты строения и установить связь с развитием соседних областей. Нами проведены такие исследования, позволявшие уточнить и дополнить существующие представления по этому вопросу, в решении которого участвовали А. В. Хижняков, В. Н. Утробин, В. А. Котык и др. Понятия «структурный комплекс» и «этаж» приняты нами по А. А. Богданову (1963).

В платформенном чехле Волыно-Подольской окраины дорифейской платформы на основании изучения перерывов, цикличности развития, формационного состава и особенностей строения выделяются четыре структурных комплекса: полесско-волынский, валдайско-нижнедевонский, среднедевонско-каменноугольный и мезозойско-кайнозойский. Мезозойский условно объединен с кайнозойским комплексом, так как последний не играл значительной роли в развитии региона.

Полесско-волынский комплекс залегает на породах кристаллического фундамента с региональным угловым несогласием. Сверху он отделен перерывом, фиксируемым по резкой смене вулканогенно-осадочных формаций нижнего венда терригенными морскими образованиями валдайской серии верхнего венда. Этот комплекс представлен полесско-вильчанским и волыньским этажами, сложенными одноименными стратиграфическими толщами общей мощностью до 1400 м (см. рисунок). Нижний, полесско-вильчанский этаж состоит из континентальной красноцветной формации рифея, которая сменяется локально развитой ледниковой формацией тиллитоподобных пород вильчанской серии нижнего венда. Трапповая, вулканогенно-осадочная формация составляет верхний этаж (Ризун и др., 1976). Полесско-волынский комплекс участвует в строении Волыньско-Оршанской впадины, формирование которой относится к рифейскому времени и вызвано унаследованным прогибанием зоны Волыньского тектоно-магматического пояса фундамента (Хатунцева, Быстревская, 1977). Волыньский этаж отражает процесс постепенной перестройки структуры этой впадины, выраженной сменой поперечного на продольное прогибание вдоль края дорифейской платформы. Волыньско-Оршанская впадина имеет северо-восточное простирание и в плане оконтуривается границей современного распространения полесских отложений. Юго-восточный ее борт представляет собой пологую протяженную моноклиналь, погружающуюся под углом 1—3°, северо-западный — осложнен пологой складчатостью. По системе Владимир-Волыньского разлома центральная часть впадины опущена по отношению к северо-западной бортовой части до 2200 м.

Валдайско-нижнедевонский структурный комплекс сверху отделен региональным несогласием. Он состоит из валдайско-кембрийского и

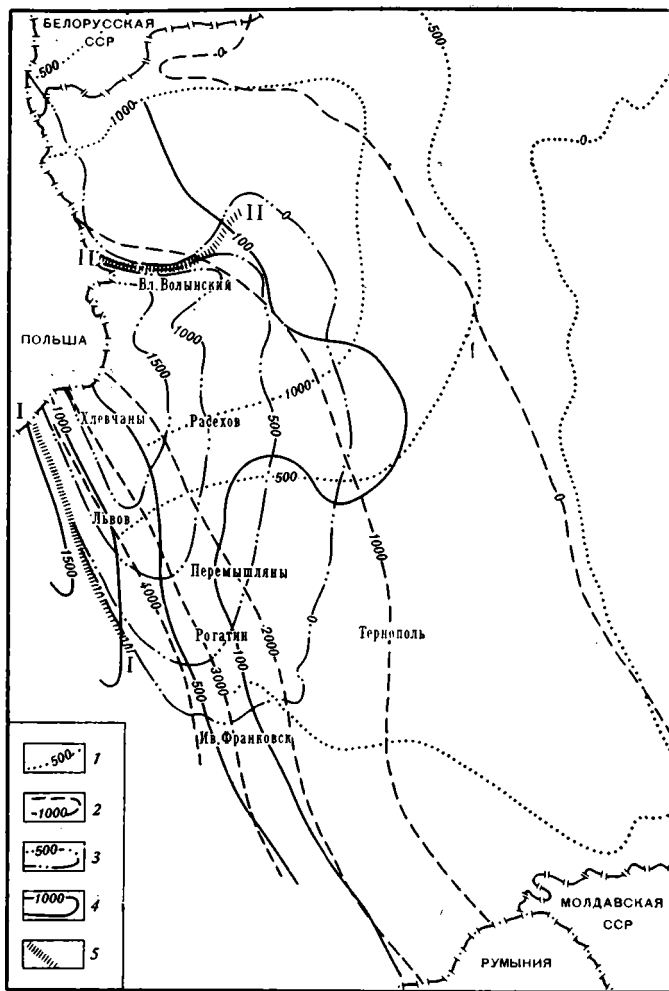


Схема мощностей структурных комплексов Волино-Подолья
 Граница распространения и мощности структурных комплексов: 1 — полесско-волинского, 2 — валдайско-нижнедевонского, 3 — среднедевонско-каменноугольного, 4 — мезозойско-кайнозойского, 5 — зоны разломов: I—I — Рава-Русская, II—II — Владимир-Волинская

ордовикско-нижнедевонского этажей. Валдайско-кембрийский этаж сверху ограничен несогласием, которое связано с эпейрогеническими движениями, вызванными сандомирской фазой складчатости соседней Келецкой геосинклинали на рубеже кембрия и раннего ордовика (Ксенжеквич и др., 1968). Он сложен валдайскими и кембрийскими отложениями, составляющими два одноименных подэтажа, и представлен морской трансгрессивной терригенной формацией. Валдайский подэтаж внизу имеет преимущественно песчаный состав, вверх по разрезу сменяющийся на песчано-глинистый (Хижняков, 1971). Кембрийский подэтаж устанавливается по смене песчано-глинистых пород валдая глинистыми образованиями, переходящими в средней и верхней частях разреза в песчаные толщи. Цикличность строения этажа отмечается в относительно спокойном погружении края древней платформы в позднем венде (I цикл) и нарастании его в кембрийское время (II цикл), что можно хорошо наблюдать при анализе современного распространения мощностей слагающих его подэтажей. Валдайско-кембрийский этаж представляет собой

первый элемент Приднестровского перикратонного прогиба, отвечающего раннекаледонскому подэтапу развития Вольно-Подолли.

Ордовикско-нижнедевонский этаж составлен из ордовикского, силурийского и нижнедевонского подэтажей и представлен в основном карбонатно-терригенными формациями. Первый сложен терригенно-карбонатными образованиями ордовика (нижний — верхний отделы), отвечающими первому циклу спокойного погружения Вольно-Подолли в начале позднекаледонского подэтапа ее развития. Силурийский подэтаж составлен карбонатными и глинисто-карбонатными породами (нижний — верхний отделы), мощность которых значительно возрастает, особенно в юго-западном направлении, что указывает на повышение интенсивности прогибания в целом и особенно юго-западных районов. Этот подэтаж отвечает II циклу позднекаледонского подэтапа развития территории. Нижнедевонский подэтаж сложен карбонатно-глинистыми отложениями морской регрессивной терригенной формации, сменяющимися в верхней части породами терригенной континентальной красноцветной формации. III цикл развития региона характеризуется не только регрессивной смесью фаций, но также нарастанием темпа прогибания и ростом мощностей слагающих толщ. Верхняя граница рассматриваемого структурного этажа проводится на рубеже среднего — нижнего девона. Здесь на большей северо-восточной части территории Вольно-Подолли установлено несогласное залегание отложений среднего девона на разновозрастных горизонтах нижнего девона от зиген — эмса на юго-западе до жедина и даже верхнего силура на северо-востоке. Возможно, это региональное несогласие уходит еще дальше на юго-запад, где имеется более полный разрез нижнего девона, и его трудно устанавливать (Котык, 1971). В то же время этот рубеж в развитии Вольно-Подолли хорошо прослеживается по повторяющейся цикличности и резкой фациальной смене.

Интенсивное прогибание и накопление мощных (до 2000 м) толщ нижнего девона в третьем заключительном цикле развития ордовикско-нижнедевонского этажа прекращается и наступает начальный I цикл спокойного погружения территории с образованием карбонатно-терригенных пород среднего девона следующего структурного комплекса. К этому времени (эрийские движения) относится структурная перестройка Вольно-Подолли и начало формирования Львовского палеозойского прогиба, четко наблюдаемые на картах мощностей (см. рисунок).

Валдайско-нижнедевонский комплекс участвует в строении Приднестровского перикратонного прогиба (не исключено, что его формирование началось с вольнского времени). Эта структура хорошо отражается по суммарным мощностям отложений, слагающих структурный комплекс. Перикратонный прогиб имеет северо-западное простирание, соответствующее краю дорифейской платформы, и пересекает Волынско-Оршанскую поперечную впадину под углом 90°. Ограничением прогиба на северо-востоке служит современная граница распространения валдайских отложений.

Прослеживаемая часть Приднестровского перикратонного прогиба представляет собой крупную широкую моноклинал, падающую на юго-запад, с регрессивным характером строения нижнепалеозойских образований. Раннекаледонский подэтап геологической истории прогиба отмечается накоплением валдайско-кембрийских отложений мощностью более 1700 м. Позднекаледонский подэтап знаменуется увеличением темпов прогибания, что хорошо наблюдается по мощности пород ордовикско-нижнедевонских толщ, достигающих 2720 м. На фоне моноклинали перикратонного прогиба выявлены куполовидные поднятия, структурные «носы», поперечные валы как северо-западного, так и северо-восточного простирания.

Среднедевонско-каменноугольный структурный комплекс внизу отделен перерывом, а сверху — крупным региональным и угловым (на край-

нем юго-западе) несогласием, установленным по выпадению из разреза верхней части среднего и верхнего карбона, перми, триаса, нижней и части средней юры. Он состоит из девонского (средний и верхний отделы) и каменноугольного (нижний и средний отделы) этажей, которые отражают развитие Вольно-Подольи в вариссийский этап. Девонский этаж сложен карбонатной формацией. Только на небольшом участке на севере региона наблюдается их смена на карбонатно-терригенные формации верхнего фанера. В его развитии также отмечается цикличность, которая выражается в относительно спокойном прогибании Вольно-Подольи в среднедевонскую эпоху, нарастающем в позднедевонскую. Наблюдается дальнейшее сокращение площади распространения слагающих этаж образований. Он отделен от перекрывающего его каменноугольного подэтажа региональным перерывом, отмеченным почти повсеместно несогласным залеганием визейских отложений (на севере иногда турнейских образований) на разных уровнях фанерского яруса верхнего девона. Этот перерыв вызван эпейрогеническими движениями, которые связаны с бретонской складчатостью, ярко проявившейся в Восточных Судетах (Ксенжеквич и др., 1968).

Каменноугольный этаж представлен угленосной карбонатно-терригенной формацией. В нижней части преобладают карбонатные, а в средней и верхней — терригенные образования. В его развитии наблюдается та же цикличность, происходит смена характера прогибания.

Среднедевонско-каменноугольный комплекс участвует в строении Львовского палеозойского прогиба, который представляет собой крупную асимметричную отрицательную структуру северо-западного простирания с регрессивными чертами развития. Современное строение прогиба связано с астурийскими движениями. В пределах восточного борта и юго-восточной центриклинали прогиба стратиграфические толщи, составляющие этот структурный комплекс, образуют пологую моноклинали, падающую на юго-запад под углом 1—2°; на ее фоне выявлены малоамплитудные куполовидные поднятия, структурные «носы», валы северо-западного, изредка северо-восточного простирания. К юго-западу от линии Радехов — Рогатин продолжается погружение среднедевонско-каменноугольного комплекса до района Хлевчаны — Перемышляны, затем отмечается как бы некоторое их воздымание. Региональная структура комплекса в центральной и западной частях прогиба осложняется серией антиклинальных складок, группирующихся в линии северо-западного простирания. При этом контрастность их увеличивается к юго-западу. Линии антиклинальных поднятий (Литовежская, Белз-Милятинская, Хлевчанская, Нестеровская, Зашковская и др.) сопровождаются разрывными дислокациями сжатия (на юго-западе) и реже растяжения (на северо-востоке). Эти разрывы протягиваются в том же направлении, что и антиклинальные поднятия, и генетически связаны с ними.

Мезозойско-кайнозойский структурный комплекс несогласно перекрывает разновозрастные образования предыдущих комплексов. Он состоит из трех этажей. Юрский и меловой этажи сложены в основном карбонатной формацией. Только в нижней части первого этажа установлены лагунно-континентальные образования. Кайнозойский этаж составлен карбонатно-терригенной формацией. Суммарная мощность мезозойско-кайнозойского структурного комплекса достигает 1500 м (см. рисунок). Этот комплекс отражает киммерийско-альпийскую эпоху эволюции Вольно-Подольи. По своему строению он представляет очень пологую (0,5—2°) моноклинали, падающую в западно-юго-западном направлении. В ее строении участвуют юрские отложения восточного борта Стрыйского прогиба и меловые толщи Львовской меловой впадины, в пределах возвышенных участков которой сохранились от размыва породы кайнозойского этажа.

Литература

- Богданов А. А.* О термине «структурный этаж» (в связи с составлением международной тектонической карты Европы м-ба 1 : 2 500 000). Бюл. МОИП. Отд. геол., 1963, т. XXXVIII, № 1.
- Ксенжкевич М., Самсонович Я., Рюле Э.* Очерк геологии Польши. (Перевод с польского.) М., «Недра», 1968.
- Котык В. А.* О границе нижнего и среднего девона Вольно-Подолии.— Сов. геология, 1971, № 3.
- Ризун Б. П., Медведев А. П., Чиж Е. И.* Формации осадочного чехла Вольно-Подолии.— Литол. и полезн. ископ., 1976, № 3.
- Хатунцева А. Я., Быстревская С. С.* Вольнский подвижный пояс и его роль в тектономагматической активизации Украинского щита.— Докл. АН СССР, 1977, т. 232, № 2.
- Хижняков А. В.* Циклы осадконакопления в позднем протерозое и кембрии юго-запада Восточно-Европейской платформы.— В кн.: Материалы по геологии и нефтегазоносности Украины. М., «Недра», 1971.

Украинский научно-исследовательский
геологоразведочный институт,
Львов

Статья поступила
31 ноября 1977 г.

КРИТИКА И ДИСКУССИИ

УДК 551.242.2(261/264)

Е. М. РУДИЧ

ОТВЕТ Ю. В. ЧУДИНОВУ

В большой рецензии Ю. В. Чудинова не нашлось места обсуждению существа проблем, затронутых в моей книге «Атлантический океан и дрейф континентов». Критик не рассматривает ни содержания палеогеографических схем, ни существа палеогеографического анализа, положенного в основу полученных выводов, ни системы фактов и аргументации, относящихся к сопоставлению капид Африки и гондванид Южной Америки, ни фактов, относящихся к древним оледенениям. Все эти разделы книги, составляющие ее ядро, не затрагиваются в отзыве Ю. В. Чудинова. Таким образом, я имею полное основание утверждать, что и материал, изложенный в рецензируемой книге, и выводы из него не были оспорены Ю. В. Чудиновым.

В своем отзыве Ю. В. Чудинов либо останавливается на общих вопросах, которые действительно могут быть дискуссионными, либо, и это происходит чаще, подменяет научную дискуссию перечнем втор- и третьестепенных частных, как правило, не имеющих прямого отношения к сути проблем, которые обсуждались мною. Мало того, и те частности, на которых задерживается внимание Ю. В. Чудинова, в его изложении по большей части представлены в форме, далекой от оригинала.

Используя выборочное цитирование, вырывая фразы и части фраз из контекста, резко сокращая, а иногда искажая мою аргументацию, Ю. В. Чудинов как-будто добивается искомого и показывает, как он считает, необоснованность моих выводов. При этом Ю. В. Чудинов не замечает, что при сопоставлении книги и отзыва последний оборачивается против своего автора, оказывается методологически несостоятельным.

Приведу несколько примеров достаточно вольного обращения с содержанием моей книги.

1. Многочисленные палеогеографические схемы, приведенные в книге, мимоходом объявлены не заслуживающими внимания на том основании, что при их составлении «за палеогеографические границы в большинстве случаев принимаются области современного распространения осадков палеозойского и мезозойского осадочного чехла» и границы эти не обоснованы анализом распределения фаций.

Оставляя на совести критика «области», принимаемые за «палеогеографические границы», отмечу три обстоятельства. Во-первых, реконструкция палеогеографических границ в том или ином соответствии с наблюдаемыми ныне границами распространения свит осадочных и метаморфических пород — прием, до настоящего времени широко используемый при составлении палеогеографических карт. Во-вторых, утверж-

дение, что палеогеографические границы не подкреплены фаціальным анализом, находится в явном противоречии с содержанием глав 2, 4 и 7 книги. Наконец, в-третьих, фаціальный анализ, по-видимому, необходим только в работах, в которых дана критика мобилистских реконструкций. Что же касается последних, то для обоснования их, очевидно, пригодны палеогеографические схемы любой степени генерализации. В них Ю. В. Чудинов не находит никаких натяжек.

2. Вся моя аргументация против покровного характера позднепалеозойского оледенения в отзыве Ю. В. Чудинова сведена к единственному тезису — разному времени его зарождения и отмирания в пределах современных Южной Америки, Африки и Австралии. Достаточно подробный палеогеографический обзор, обосновывающий вывод, что позднепалеозойское оледенение не могло быть покровным (см. стр. 123—129 книги), для моего критика попросту не существует.

3. Еще меньше места потребовалось Ю. В. Чудинову, чтобы объявить неубедительной мою «попытку оспорить сопоставление» капид Африки и гондванид Южной Америки. Между тем такой задачи я себе не ставил и, более того, неоднократно отмечал в главе 5 значительное сходство разрезов этих систем. В книге оспаривается не их литологическая и хронологическая близость, а стремление сторонников мобилистской концепции истолковывать литологическое и стратиграфическое тождество свит осадочных пород, лежащих на противоположных берегах Атлантического океана, как недвусмысленное указание на прежнюю сближенность континентов.

4. По Ю. В. Чудинову, мне принадлежит сопоставление герцинид Западной Австралии с докембрийскими структурами Африканского Рога. Ни текст на стр. 50, ни пояснение знаков к рис. 6 не смогли убедить моего критика, что я не помещаю герциниды в Западную Австралию, не упоминаю вообще в этом случае об австралийских герцинидах, а сопоставляю (в полном соответствии с «Картой тектоники докембрия континентов», 1972) рифейды Восточной Австралии и восточной оконечности п-ова Сомали.

5. Не довольствуясь всем этим, Ю. В. Чудинов приписал мне «открытие» генерации земного магнитного поля в геосинклиналях, хотя несомненно, что открытие это по праву принадлежит ему самому. Оно сделано Ю. В. Чудиновым вполне самостоятельно, вопреки тому, что написано в книге на стр. 160. Здесь можно легко обнаружить, что я исключаю возможность генерации магнитного поля Земли в геосинклиналях. В равной мере мною не высказывались какие-либо сомнения относительно связи магнитного поля планеты с ее ядром.

Создается впечатление, что вольное обращение с источниками не есть следствие единичных недосмотров, а представляет собой отличительную черту критического метода Ю. В. Чудинова. В своей рецензии он допустил не только произвольное обращение с текстом рецензируемой работы, но и приписал ряду ученых реконструкции или высказывания, которые они не делали. Вот три примера.

1. Ю. В. Чудинов утверждает, что в известном совмещении Африки с обеими Америками, выполненном И. Буллардом, Дж. Эвереттом и А. Смитом (Bullard et al., 1965), Багамская платформа входит в континент Северной Америки и сдвигание последней с Африкой проведено по подножию восточного склона платформы. Между тем в монтаже И. Булларда и др. Багамская платформа не отнесена к Северной Америке, в результате чего совмещение этого континента с Африкой приводит к возникновению крупного перекрытия.

2. В статьях П. Н. Кропоткина (1968, 1969), на которые указывает мой критик, использован монтаж И. Булларда, Дж. Эверетта и А. Смита. Несмотря на это, по Ю. В. Чудинову, и в реконструкциях П. Н. Кропоткина сдвигание Северной Америки и Африки не обуслов-

ливаает перекрытия в области Багамской платформы. Это утверждение противоречит картам, которые иллюстрируют статьи П. Н. Кропоткина. В частности, в одной из них (1968) на рис. 2 в области Багамской платформы специальным знаком показана область перекрытия.

3. Наконец, Ю. В. Чудинов приписал Ю. М. Шейнманну некие данные «о связях Флоридо-Багамской и Африканской платформ». Стоит отметить, что в известной работе Ю. М. Шейнманна (1959), на которую ссылается мой оппонент, отсутствуют не только подобные данные, но нет ни одного упоминания о Флоридо-Багамской платформе. Этого мало — ссылка на Ю. М. Шейнманна в отзыве Ю. В. Чудинова не что иное, как дезинформация читателя, поскольку этот ученый видел в подобного рода связях не свидетельство былой сближенности материков (как это выглядит в изложении критика), а указание на существование в прошлом на месте Атлантического океана континентальных масс, позднее опустившихся (см. Шейнманн, 1959, стр. 2).

В стремлении любыми средствами защитить мобилистскую концепцию Ю. В. Чудинов достигает иногда любопытных результатов.

Так, он признает «неприемлемым» мое сопоставление абсолютных возрастов докембрийских образований Южной Америки и Африки, заимствованных из статей П. Н. Кропоткина (1968), П. Холи и Дж. Ренда (Hurley, Rand, 1972), с возрастaми, взятыми с «Карты тектоники докембрия континентов» (1972). Критик считает, что отмеченные мною расхождения датировок, приведенных в этих статьях и на «Карте...», «имеют очевидную причину: данные, использованные в статьях, не подвергались отбраковке и поэтому оказались более молодыми».

Это признание очень примечательно. Тем самым Ю. В. Чудинов признает, что в основу реконструкций П. Н. Кропоткина, П. Холи и Дж. Ренда были положены не только истинные, но и омоложенные возрастa, т. е. именно то, что я и стремился показать во вступном разделе главы 2 своей книги.

Однако, установив, что в построениях П. Н. Кропоткина, Н. Холи и Дж. Ренда использован случайный материал, Ю. В. Чудинов почему-то адресует упреки не этим авторам, а мне, который не учел, что «по методике составителей карты (имеется в виду «Карта...», 1972.— Е. Р.) омоложенные возрастa отбрасывались». Эта аргументация невольно вызывает удивление.

Примеры полемических приемов подобного рода можно было бы увеличить, поскольку почти весь отзыв Ю. В. Чудинова состоит из них и ими ограничивается. Однако вряд ли стоит это делать. Думается, что цель научной дискуссии не может быть сведена к защите чести мундира, — не важно какого, — мобилистского или фиксистского. Частности, затронутые Ю. В. Чудиновым, а также способ их изложения — не объект подлинного спора, т. е. такого, в ходе которого, если и не выясняется истина, то по крайней мере происходит обсуждение, заинтересованное в приближении к ее выяснению.

Оставляя в стороне некоторые замечания критика, не имеющие прямого отношения к существу рассматриваемых вопросов, считаю нужным остановиться на двух его высказываниях.

В одном из них речь идет о выводах, которые я сделал в главе I на основании результатов глубоководного бурения в юго-западной части Атлантического океана. Эти сведения, по мнению моего оппонента, «могут ввести в заблуждение читателя».

В этой главе я попытался показать, что предварительные данные бурения на возвышенности Рио-Гранде и плато Сан-Пауло позволяют сделать два предположения: о былом структурно-тектоническом единстве возвышенности и плато и о существовании в пределах этих зон по крайней мере до конца палеоцена обширной, неоднократно осушавшейся мелководной банки.

Материала было мало, и я согласился бы с Ю. В. Чудиновым, если бы он сказал, что эти предположения не кажутся убедительными. Принять же его утверждение, что эти данные случайны и вводят кого-то в заблуждение, нельзя, особенно теперь, после выхода в свет 39-го тома «Initial Reports of the DSDP». С опубликованием отчета по 39-му рейсу «Гломара Челленжера» мелководность мел-эоценовых отложений возвышенности Рио-Гранде и плато Сан-Пауло не вызывает сомнения. Более того, по заключению Дж. Сида (Thiede, 1977), в пределах современной возвышенности в сантоне и кампане лежали острова, располагавшиеся на едином неглубоком цоколе, а по данным С. Мак-Доуэлла и др. (McDowell et al., 1977), эти острова существовали также в течение большей части палеогена.

Прежняя структурная общность плато Сан-Пауло и возвышенности Рио-Гранде также подтверждается материалами 39-го рейса «Гломара Челленжера». Во-первых, было установлено, что в палеоцене и эоцене в обеих зонах накапливались сходные литофации (мел в палеоцене и ракушняки в эоцене). Во-вторых, оказалось, что терригенная фракция альб-эоценовых осадков плато Сан-Пауло и возвышенности Рио-Гранде имеет однотипный минералогический состав. Учитывая, что источником этого обломочного материала определена Южная Америка (Emelyanov, Trimonis, 1977), можно утверждать, что он мог попасть на возвышенность Рио-Гранде только при отсутствии глубоководного канала и связанного с этим каналом придонного течения, которые отделяют сейчас возвышенность от плато Сан-Пауло.

Все эти данные свидетельствуют в пользу реконструкции, предложенной мною в 1977 г.

Во втором из двух упоминавшихся высказываний Ю. В. Чудинов возражает против моего способа сопоставления простирающихся докембрийских складчатых зон различных континентов. По мнению рецензента, главное здесь сводится к тому, что, проводя эти сопоставления, я не принял во внимание комплекс требований, предъявляемых ныне как к мобилистским реконструкциям, так, по-видимому, и к их критике. Этот своеобразный канон, коим надлежит руководствоваться и сторонникам, и противникам мобилистской концепции, чрезвычайно любопытен и заслуживает специального рассмотрения.

Первое его требование сводится к тому, что могут сопоставляться только противлежащие стороны континентов. Возможно, что это пожелание и справедливо, но, по-видимому, оно должно неукоснительно соблюдаться только при критическом разборе мобилистских построений и необязательно для самих мобилистов. Во всяком случае ими оно легко нарушается (см., например: Briden et al., 1974; Буха и др., 1976).

Второе положение канона — «разделяющий континенты океан должен иметь возраст, согласующийся с историей развития континентов». «Возраст», согласующийся... с «историей», не совсем понятен, но, вероятно, этот оборот должен быть истолкован как признание докембрийского возраста Атлантического океана (поскольку геологическая история обеих Америк и Африки безусловно уходит в глубокий докембрий).

Это утверждение Ю. В. Чудинова вступает в противоречие и с построениями мобилистов, и с тем, что он говорит следом по поводу разделения единого суперконтинента обеих Америк и Африки в позднем мезозое.

Третье требование канона сводится к тому, что разделяющий континенты океан «должен» (хорошо хоть, что только должен, а не обязан) «включать океанические структуры соответствующей формы и простирающиеся, указывающие на срединное происхождение океана (срединные хребты, симметрично расположенные океанические котловины, полосовые магнитные аномалии)».

При чтении этой заповеди возникает вопрос — кто и как доказал, хотя бы в первом приближении, что срединно-океанические хребты, симметрично лежащие котловины и полосовые магнитные аномалии указывают на спрединговое происхождение океанов? Ответ будет недвусмыслен — таких доказательств пока нет.

Этот пункт канона явно неприемлем по методологическим соображениям. Он основан на подразумеваемом признании истинности спрединговой модели, что автоматически исключает ее критическое рассмотрение как запоздалое и ненужное.

Наконец, четвертое положение этого свода правил требует, «чтобы контуры совмещения охватывали не отдельные отрезки побережий, а располагались друг за другом по всей границе предполагаемого отрыва континентов». С ним можно было бы согласиться, зная заранее, какие границы следует связывать с предполагаемым отрывом. Во многих случаях (например, при совмещениях Индостана, Австралии и Антарктиды) такого знания явно не хватает, и совмещения проводились и проводятся по-разному, во всех случаях произвольно.

Таким образом, из четырех пунктов канона первый почему-то необязателен для мобилистов, второй резко противоречит их же построениям, третий неверен методологически, а четвертый — формален.

Из перечисленных пунктов наиболее неприемлемым представляется третий, утверждающий как данную заранее, непогрешимость мобилизма. Между тем вряд ли стоит при обсуждении научной гипотезы вставать в позу хранителя непререкаемой истины.

Моя работа посвящена остро дискуссионной проблеме современной геотектоники, и она, по-видимому, может быть несвободна от частных ошибок. Более того, вполне допустимо, что недостаточность наших знаний могла обусловить появление в ней неверных заключений принципиального характера. Все это и работа в целом — возможный предмет обсуждения, но обсуждения по существу рассматриваемых проблем. Спор, построенный по небезызвестному принципу «этого не может быть, потому что этого не может быть никогда», — явно бесперспективен.

Литература

- Буха В., Малковски З., Петрова Г. Н., Родионов В. П., Ротер К., Храмов А. Н.* Проблема континентального дрейфа на территории Евразии по данным палеомагнитных исследований нижнего палеозоя. — В сб.: Дрейф континентов. М., «Наука», 1976.
- Карта тектоники докембрия континентов.* Ред. Ю. А. Косыгин. ГУКГ, Новосибирск — Москва, 1972.
- Кропоткин П. Н.* О возрасте и происхождении океанов. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1968, т. 43, вып. 5.
- Кропоткин П. Н.* Проблема дрейфа материков (мобилизма). — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1969, № 3.
- Рудич Е. М.* Атлантический океан и дрейф континентов. М., «Наука», 1977.
- Шейнманн Ю. М.* Платформы, складчатые пояса и развитие структур Земли. — Тр. ВНИИ-1. Геология, вып. 49. Магадан, 1959.
- Briden J. C., Drewry G. S. and Smith A. G.* Phanerozoic equal-area World maps. — J. Geol., 1974, v. 82, No. 5.
- Bullard E., Everett J. E., Smith A. G.* The fit of the continents around the Atlantic. — Sympos. Continent. drift. Roy. Soc. London Philos. Trans., 1965, v. 258, No. 1088.
- Emelyanov E. M., Trimonis E. S.* Cenozoic terrigenous sediments in the western South Atlantic. — In: Initial Reports of the DSDP, v. XXXIX, 1977.
- Hurley P. M. and Rand J. R.* Outline of Precambrian chronology in lands bordering the South Atlantic exclusive of Brazil. — In: The Ocean basins and margin, v. 1. Pl. Publ. Co., New York, 1972.
- McDowell S., Kumar N., Jacobi R. D., Johnson D. A. and Bunce E. T.* Regional setting of site 357, north flank of Rio Grande Rise. — In: Initial Reports of the DSDP, v. XXXIX, 1977.
- Thiede J.* Subsidence of aseismic ridges: evidence from sediments on Rio Grande Rise (Southwest Atlantic Ocean). — Amer. Assoc. Petrol. Geologists Bull., 1977, v. 61, No. 6.

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

Статья поступила
2 апреля 1979 г.

ХРОНИКА

УДК 551.242+551.14

СЕРЫЕ ГНЕЙСЫ
И ПРОБЛЕМЫ СТАНОВЛЕНИЯ ДРЕВНЕЙШЕЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Большой интерес и оживление дискуссии сопровождали семинар «Древнейшие тоналиты (комплекс серых гнейсов) раннего докембрия», проведенный 24—25 мая 1979 в Ленинграде по инициативе Института геологии и геохронологии докембрия АН СССР. Семинар был посвящен одной из самых актуальных проблем геологии и петрологии раннего докембрия — проблеме наиболее древних в истории Земли сиалических образований, возраст которых многими изотопными методами датирован цифрами древнее 3,6 млрд. лет.

В докладах семинара рассматривались как общие проблемы тектонического и геологического положения серых гнейсов и их места в раннедокембрийской истории древних платформ, так и конкретные геологические, геохимические и геохронологические данные, полученные в последние годы при изучении этих пород в различных регионах СССР. В работе семинара приняли участие геологи, петрологи и геохимики геологических институтов АН СССР Москвы, Ленинграда, Киева, Апатитов и других городов, занимающиеся исследованиями раннедокембрийских комплексов Балтийского, Украинского, Алданского, Анабарского щитов, Омолонского массива и Русской плиты.

Задачи и цели изучения комплекса серых гнейсов на современном этапе, необходимость и важность их исследования в самых различных направлениях подчеркнул во вступительном докладе К. О. Кратц. Вопросы происхождения серых гнейсов, их геологического положения, соотношений с разрезами зеленокаменных и гнейсовых поясов, закономерности их проявления в ходе становления земной коры континентального типа на его ранних стадиях были освещены многими докладчиками на примерах наиболее изученных районов распространения серых гнейсов в Гренландии, Лабрадоре, Южной Африке, Индии и др. (О. А. Богатиков, С. В. Богданова, М. С. Марков, К. О. Кратц, С. Б. Лобач-Жученко, В. Я. Хильтова, Н. В. Горлов, П. М. Горяинов). Много новых данных о структурной и геохимической эволюции, акцессорных минералах тоналитовых комплексов гранитно-зеленокаменной области Центральной Карелии привели в серии докладов сотрудники ИГГД АН СССР — В. П. Чекулаев, И. Н. Крылов, С. Б. Лобач-Жученко, И. К. Шулешко, С. А. Сергеев. Возможность обнаружения древнейших гранитоидов — аналогов серых гнейсов на Украинском щите по результатам новых полевых и геохимических исследований была обоснована в докладах Б. З. Берзенина, Е. И. Кравцовой, Ф. П. Митрофанова, В. И. Орса, К. А. Шуркина, Н. П. Щербака. О вероятных аналогах этих пород в гранулитовых архейских разрезах сообщили в своих докладах С. В. Богданова (Русская плита) и О. М. Розен (Анабарский щит). В связи с этим большой интерес вызвало сообщение Е. В. Бибиковой с соавторами о получении для плагиогнейсов из гранулитового комплекса Омолонского массива наиболее древней датировки этих пород в СССР: 3,4 млрд. лет уран-свинцовым изохронным методом по циркону.

В докладах и общей дискуссии отразились различные точки зрения на генетическую природу серых гнейсов, обладающих рядом оригинальных петрохимических и геохимических черт. Одни исследователи рассматривают их как особенные первично-коровые гранитоиды, не сопоставимые с гранитоидными формациями докембрия и фанерозоя (К. О. Кратц, С. Б. Лобач-Жученко, Н. В. Горлов и др.). Другие объясняют своеобразие серых гнейсов их происхождением за счет вулканоплутонических ассоциаций, близких контрастным и высокоглиноземистым сериям современных «примитивных» островных дуг (О. А. Богатиков, С. В. Богданова, М. С. Марков). Однако было подчеркнуто, что тектонические формы проявлений островодужного магматизма в раннем архее существенно отличались от фанерозойских и были площадными, создавая ядро будущих континентов. Высказаны обоснованные соображения о вероятной первично-осадочной природе некоторых разрезов серых гнейсов (О. М. Розен).

Многие выступающие затронули вопросы терминологии и идентификации серых гнейсов, указывали на необходимость более строгого подхода к их выделению, учета полиметаморфического состава этих пород, сложных структурных и временных взаимоотношений различных тоналитовых генераций, среди которых собственно серые гнейсы распознаются с трудом.

Особенное внимание в дискуссии было уделено использованию распределений щелочных, редкоземельных и радиоактивных элементов, а также изотопов стронция и кислорода для суждений об источниках родоначальных магм серых гнейсов. Новые экспериментальные и эмпирические данные свидетельствуют о более сложном, чем считалось ранее, характере фракционирования этих элементов и изотопов в различных условиях метаморфизма и меняющегося состава летучих. Эти данные подвергают сомнению утвердившееся представление о том, что крайне низкие первичные отношения изотопов стронция — неопровержимое доказательство мантийного происхождения магмы серых гнейсов (К. О. Кратц, М. М. Мануйлова и др.). Проблемы состава подкорового вещества в раннем архее касались многие выступления и вопросы к докладчикам. С большим вниманием участники семинара отнеслись к сообщению М. Ю. Хотина о находке включений мантийного состава в разрезе архейских образований Джугджура. К. А. Шуркин отметил неправомерность употребления терминов «земная кора» и «мантия» для первичных оболочек Земли, имея в виду неадекватность их состояния и состава с современными.

На металлогенический аспект изучения комплекса серых гнейсов обратил внимание П. М. Горяинов, еще раз подчеркнув их ассоциацию с крупнейшими расслоенными интрузивами основного и ультраосновного состава, содержащими месторождения никеля, меди, кобальта и т. д.

Впервые проведенный в СССР семинар «Древнейшие тоналиты (комплекс серых гнейсов) раннего докембрия» дал возможность исследователям обменяться мнениями об этих породах, уникальных по своему единообразию в различных регионах, определил задачи и направления их будущих изысканий, принял решение о создании инициативной группы по их изучению и о проведении совместных полевых и камеральных работ. Он, безусловно, окажет влияние на более эффективную разработку проблемы формирования континентальной коры Земли на ранних этапах ее развития.

С. В. Богданова

ГОДОВОЙ УКАЗАТЕЛЬ ЖУРНАЛА
«ГЕОТЕКТОНИКА» ЗА 1979 г.

Адамия Ш. А., Шавишвили И. Д. Модель тектонической эволюции земной коры Кавказа и сопредельных территорий (доальпийский этап)	1
Айзенштадт Г. Е.-А., Слепакова Г. И. Тектоническое положение и строение Южноэмбинского поднятия	3
Алексеев В. Б. Последовательность деформаций в бесаланской свите (Pz ₁ ?) (Кызылкумы)	5
Алексеев Э. С. Основные черты развития и структуры южной части Корякского нагорья	1
Артемов М. Е. Кайнозойские тектонические движения и нарушения изостазии	3
Бутов Ю. П. Проблема байкалид юго-восточной части Восточного Саяна	3
Власов Г. М. О геологической сущности процессов активизации	6
Ган-Очир Ж. Тектоника Дашбалбарского раннемезозойского прогиба Восточной Монголии	4
Гасанов Т. Аб. О возрасте офиолитов и самостоятельности габбро-диабазового комплекса Севано-Акеринской зоны Малого Кавказа	5
Гинтов О. Б. Первичные концентрические структуры земной коры	2
Голубовский В. А. Тектоническое значение разреза гор Карабатыр в связи с проблемой становления каледонид Центрального Казахстана	6
Гойжевский А. А. Мезозойско-кайнозойский этап развития Украинского щита	5
Григорьева Л. В. Докембрийская активизация земной коры	2
Дмитрова Е., Янев И., Бахнев Д. Размещение магматических формаций Карпато-Балканской области в связи с ее тектоническим развитием	3
Золотарев Б. П. Петрология базальтов современного океана в связи с их тектонической позицией	1
Иванчук П. П. Тектоника трогов Нигерии	6
Итурральде-Винент Мануэль А. Тектоника Кубы на постгеосинклинальном этапе развития	4
Кабышев Б. П. Принципы и методика составления крупномасштабных палеотектонических карт нефтегазоносных регионов (на примере Днепровско-Донецкого авлакогена)	2
Кабышев Б. П. Скорость роста соляных структур Днепровско-Донецкой впадины	3
Казаков Ар. А. Герцинские тектонические покровы в северной части Чешского срединного массива	6
Караулов В. Б. О фазах тектогенеза в геологической истории Юго-Западного Алтая	5
Карапетов С. С. Ранний докембрий и его позиция в структурах юга Средней Азии	1
Каряев В. А., Казимир В. Т. Строение и офиолиты северной части Джалаир-Найманского синклинория (Центральный Казахстан)	6
Кейльман Г. А., Паняк С. Г. Проблемы геологии «гранитного слоя»	2
Константиновский А. А. Нижнеленский погребенный массив и некоторые вопросы размещения кимберлитов на северо-востоке Сибирской платформы	1
Копп М. Л. О происхождении складчатых зон эпигеосинклинальных оргенических поясов (на примере восточной части альпийского пояса Евразии)	2
Кулиненко О. Р. Структурные особенности Орехово-Павлоградского глубинного разлома	5
Ляшенко О. В. Новые данные о строении Восточно-Саянского гипербазитового пояса	4
Макаров В. И., Щукин Ю. К. Оценка активности скрытых разломов	1

Маловицкий Я. П., Есина Л. А., Свистунов Ю. И. Глубинное строение земной коры Центрального Средиземноморья	3
Марков М. С., Пушаровский Ю. М., Тильман С. М., Федоровский В. С., Шило Н. А. Тектоника Востока Азии и дальневосточных морей	1
Межвилк А. А. Муна-Анабарский глубинный разлом на Сибирской платформе	6
Мерзляков В. М., Лычагин П. П. Об ордовикских вулканитах в связи с проблемой Колымского массива	1
Моргунов Ю. Г., Калинин А. В., Калинин В. В., Кулприн П. Н., Лимонов А. Ф., Пивоваров Б. Л., Щербаков Ф. А. Основные элементы тектоники южного крыла Крымского мегантиклинория (Черное море)	4
Муратов М. В. Раннепротерозойский (афебский) этап развития древних платформ и его роль в истории их формирования	2
Павлова Т. Г. Вулканизм и тектоническое положение докембрийских зон деструкций Центрального Казахстана	6
Палей И. П. Соотношение докембрийских метаморфических толщ Монголии с каледонскими офиолитами	4
Пашков Б. П., Швольман В. А. Рифтогенные окраины Тетиса на Памире	6
Поляк Б. Г., Мелекесцев И. В. К оценке геознергетического эффекта новейшего вулканизма островных дуг	1
Поляк Б. Г., Толстухин И. Н., Якуцени В. П. Изотопный состав гелия и тепловой поток — геохимический и геофизический аспекты тектогенеза	5
Развальяев А. В. К проблеме позднепротерозойских гипербазитовых поясов Аравийско-Нубийского щита	4
Развальяев А. В. Эндогенные процессы, предшествующие рифтогенезу	6
Розанов Л. Н. Геотектонические факторы формирования зон нефтегазоаккумуляции	3
Рудаков С. Г. О значении салаирского (сардского) рубежа в развитии Внутренней области Восточных Карпат	5
Русанов А. Б. Тектоника и эрозионная сеть континентов (на примере Африки и Северной и Южной Америки)	2
Синицын А. В. Проблема происхождения докембрийских зеленокаменных поясов	6
Соколов С. Д. Офиолитовые и офиолитокластовые олистостромы складчатых областей	3
Суханов А. Л. О структурах обрамления лунных морей	4
Терехов А. А. Особенности строения мезозойско-кайнозойских отложений в восточной части Черного моря (по материалам сейсмических исследований МОВ)	2
Толкачев А. Е., Фролов Г. И. Опыт применения микроструктурного анализа при расшифровке палеотектонических напряжений	1
Филатова Н. И. Меловой — палеогеновый вулканизм зоны перехода Верхояно-Чукотской и Корякско-Камчатской областей	5
Хаин Е. В. Офиолиты и покровная структура Передового хребта Северного Кавказа	4
Хрянина Л. П. Метеоритные кратеры как геологические структуры	3
Хуторской М. Д. Особенности теплового поля в восточной части Прикаспийской впадины	3
Шевченко В. К. О тектонической природе межгорных впадин Нижнего Приамурья и Западного Прихотья	4
Шульдинер В. И., Высоцкий С. В., Ханчук А. И. Кристаллический фундамент Камчатки: строение и эволюция	2
Щерба И. Г. Олистостромы в неогеновой молассе северного борта Афгано-Таджикской впадины	3
Чекунов А. В., Кучма В. Г. Глубинная структура разломов	5
Чехов А. Д. О верхнемеловых олистостромовых отложениях бассейна р. Койвэрэлан (Корякское нагорье)	4
Язева Р. Г. Комплекс параллельных даек Полярного Урала	3
Янбухтин Т. К. Тектоническая позиция Ютландского и Восточно-Эльбского массивов в основании Среднеевропейской плиты	5

Краткие сообщения

Лаухин С. А. О современном состоянии и развитии публикаций по вопросам тектоники	5
Синельников В. Я., Киришин А. В., Нюссер Э. Г., Белявский В. В. Структура поверхности складчатого основания Сурхандарьинской мегасинклинали в свете геофизических данных	2
Скордули В. Д. Структурные комплексы чехла Вольно-Подольской окраины Восточно-Европейской платформы	6
Хрычев Б. А. Некоторые закономерности строения земной коры Казахстана	4

Критика и дискуссии

Алекторова Е. А., Фогельман Н. А. О тектоническом районировании палеозойд Центрального Казахстана	4
Вистелиус А. Б. Несколько слов о постановке задачи и принципах использования периодограммного анализа	1
Рудич Е. М. Ответ Ю. В. Чудинову	6

Рецензии

Бельский В. А., Захаров С. А. О книге В. И. Славина «Тектоника Афганистана»	1
Поуба З. О монографии «Тектоника Монгольской Народной Республики»	4
Чудинов Ю. В. По поводу книги Е. М. Рудича «Атлантический океан и дрейф континентов»	5

Хроника

Богданов Н. А., Савельев А. А. Офиолиты Полярного Урала (4-я полевая офиолитовая конференция, заседание рабочей группы проекта 39 «Офиолиты континентов и сравнимые с ними породы дна океанов» МПГК)	2
Богданова С. В. Серые гнейсы и проблема становления древнейшей земной коры	6
Колчанов В. П. Итоги деятельности Подкомиссии по тектонической карте мира во время пленарной сессии Комиссии по геологической карте мира (Париж, март 1978 г.)	4
Лейтес А. М. Проблемы тектоники раннего докембрия	4
Марков М. С., Щербак Н. П. Архей южной части Канадского щита (о заседании рабочей группы проекта «Геохимия архея Международной программы геологической корреляции» 2—17 августа 1978 г., Канада — США)	3
Прогресс исследований по проекту МПГК № 86 «Юго-западный край Восточно-Европейской платформы» (итоги заседания рабочей группы, Геттинген, 23—26 X 1978 г.)	5
Совещание рабочей группы проекта МПГК «Глобальная корреляция эпох тектогенеза»	1

Редакционная коллегия

**В. В. БЕЛОУСОВ, Р. Г. ГАРЕЦКИЙ, Ю. А. КОСЫГИН, Л. И. КРАСНЫЙ,
П. Н. КРОПОТКИН, М. С. МАРКОВ (ответственный секретарь),
М. В. МУРАТОВ (главный редактор), А. В. ПЕЙВЕ, Ю. М. ПУЩАРОВСКИЙ
(зам. главного редактора), В. Е. ХАИН, Н. А. ШТРЕЙС, А. Л. ЯНШИН**

Адрес редакции

**109017, Москва, Ж-17, Пыжевский пер., 7, Геологический институт АН СССР
Телефон 233-00-47, доб. 3-77**

•

Технический редактор *Е. А. Проценко*

Сдано в набор 07.08.79 Подписано к печати 16.10.79 Т-13576 Формат бумаги 70×108^{1/16}
Высокая печать Усл. печ. л. 11,2 Уч.-изд. л. 12,3 Бум. л. 4,0 Тираж 2010 экз. Зак. 4716

Издательство «Наука». 103717, ГСП, Москва, К-62, Подсосенский пер., 21
2-я типография издательства «Наука». 121099, Москва, Шубинский пер., 10

В 312

БАВИЛОВА 31 Н 1 КВ 92

ПУДАРОВСКОМУ В М

70228

1-12

Цена 1 р. 20 к.

Индекс 70228

В МАГАЗИНАХ «АКАДЕМКНИГА»

имеются в продаже:

ПРОБЛЕМЫ МАГМАТИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ. 1974. 202 с. 1 р. 04 к.

В сборнике рассмотрены общие аспекты геологии и состава магматических ассоциаций основного, ультраосновного, щелочного и кислого состава, а также контрастных, смешанных и специфических ассоциаций пород ударно-взрывного происхождения. Суммированы представления о тектонической позиции происхождения, металлогении этих групп пород, и на их базе предложен ряд оригинальных схем классификации магматических формаций и новых подходов к формационному анализу в целом.

Книга рассчитана на геологов производственных и научно-исследовательских организаций, работающих в областях металлогении, тектоники и петрологии, и на преподавателей и студентов геологических вузов.

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

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

КНИГА РАССЧИТАНА НА ШИРОКИЙ КРУГ ГЕОЛОГОВ.

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

480091 Алма-Ата, 91, ул. Фурманова, 91/97; 370005 Баку, 5, ул. Джапаридзе, 13; 734001 Душанбе, проспект Ленина, 95; 252030 Киев, ул. Пирогова, 4; 443002 Куйбышев, проспект Ленина, 2; 197110 Ленинград, П-110, Петрозаводская ул., 7; 220012 Минск, Ленинский проспект, 72; 117192 Москва, В-192, Мичуринский проспект, 12; 630000 Новосибирск, 90, Академгородок, Морской проспект, 22; 620151 Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137; 700187 Ташкент, ул. Дружбы народов, 6; 450059 Уфа, 59, ул. Р. Зорге, 10; 720001 Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42; 310003 Харьков, Уфимский пер., 4/6.



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»