

ISSN 0016-853X

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ТЕОТЕКТОНИКА

5

ИЗДАТЕЛЬСТВО НАУКА · 1988

СОДЕРЖАНИЕ

Гохберг М. Б., Рогожин Е. А., Гусева Т. В., Войтов Г. И., Киссин И. Г., Никонов А. А., Сквородкин Ю. П. Реакция геологических структур на импульсное воздействие крупных взрывов	3
Талицкий В. Г., Галкин В. А. Морфологические и генетические различия сланцеватости и кливажа горных пород	15
Мазарович А. О. Тектоническое положение островов Зеленого Мыса в структуре Восточной Атлантики	25
Ишутин В. В. Мезенско-Каспийская рифтогенная система и ее структурное положение в восточной части Русской плиты	34
Шахновский И. М. Особенности строения Рязано-Саратовского прогиба	47
Бутов Ю. П. Некоторые проблемы домезозойской геологической истории Саяно-Байкальской горной области	55
Поспелов И. И., Сигачев С. П. Формирование ретрошарьяжей Памира	66
Рогожин Е. А., Шолло В. Н. Неоднородность зоны полной складчатости Большого Кавказа	79
Шапиро М. Н., Ганелин В. Г. Палеотектонические соотношения крупных блоков в мезозондах Северо-Востока СССР	94
Пушаровский Ю. М. М. В. Муратов как председатель Тектонического комитета (к 80-летию со дня рождения)	105

Дискуссии

Хаин В. Е. Некоторые замечания к статье Е. А. Рогожина и В. Н. Шолло «Неоднородность зоны полной складчатости Большого Кавказа»	110
Рогожин Е. А., Шолло В. Н. Происхождение складчатости Большого Кавказа—проблема, которую нельзя решить из общих соображений (ответ на замечания В. Е. Хаина по статье «Неоднородность зоны полной складчатости Большого Кавказа»)	111

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

SEPTEMBER — OCTOBER

MOSCOW

№ 5, 1988

CONTENTS

Gokhberg M. B., Rogozhin Ye. A., Guseva T. V., Voytov G. I., Kissin I. G., Nikonov A. A., Skovorodkin Yu. P. Reaction of geological structures to impulsive action of large-scale explosions	3
Talitsky V. G., Galkin V. A. Morphological and genetic differences of rock schistosity and cleavage	15
Mazarovich A. O. Tectonic position of the Cape Verde Islands in the structure of Eastern Atlantic	25
Ishutin V. V. The Mezen-Caspian rift system and its structural position in the eastern part of the Russian plate	34
Shakhnovsky I. M. Structure peculiarities of the Ryazan-Saratov trough	47
Butov Yu. P. Some problems of the Pre-Mesozoic geological history of the Sayan-Baikal mountain area	55
Pospelov I. I., Sigachev S. P. The formation of retrothrusts in Pamir	66
Rogozhin Ye. A., Sholpo V. N. Heterogeneity of the complete folding zone of the Greater Caucasus	79
Shapiro M. N., Ganelin V. G. Palaeotectonic relations between large blocks in mesozoids of the USSR North—East	94
Pushcharovsky Yu. M. M. V. Muratov as chairman of the Tectonic Committee (on his 80th birthday)	105

Discussions

Khain V. Ye. Some comments on the article by Ye. A. Rogozhin and V. N. Sholpo «Heterogeneity of the complete folding zone of the Greater Caucasus»	110
Rogozhin Ye. A., Sholpo V. N. The origin of folding in the Greater Caucasus — the problem which can't be solved on the basis of general considerations (the reply to the comments by V. Ye. Khain on the article «Heterogeneity of the complete folding zone of the Greater Caucasus»)	111

УДК 551.24 : 622

ГОХБЕРГ М. Б., РОГОЖИН Е. А., ГУСЕВАТ. В.,
ВОЙТОВ Г. И., КИССИН И. Г., НИКОНОВ А. А.,
СКОВОРОДКИН Ю. П.

РЕАКЦИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ СТРУКТУР НА ИМПУЛЬСНОЕ ВОЗДЕЙСТВИЕ КРУПНЫХ ВЗРЫВОВ

Экспериментальное изучение современных тектонических движений структур земной коры с помощью крупных взрывов, проводимое в СССР и США, позволяет установить их активное воздействие на систему блоков, складок и разломов и определять реологические свойства среды в натурных условиях, а также инициировать сброс накопленных напряжений в геологических структурах. Открывается возможность выяснять степень подвижности разломов и вероятный характер смещений по ним.

Энергетические возможности воздействия человеческого общества на геологическую среду столь возросли, что способны усиливать или ослаблять, а в ряде случаев — видоизменять или провоцировать естественно протекающие геологические процессы [9]. В связи с этим своевременна попытка рассмотреть и обобщить известные случаи воздействий крупных взрывов на развитие геологических структур, в первую очередь реакцию отдельных локальных структур на импульсные механические воздействия. В настоящей статье такая попытка предпринята на базе использования как зарубежных, так и особенно отечественных инструментальных наблюдений.

ПОЛИГОН В НЕВАДЕ В ПРОВИНЦИИ БАСЕЙНОВ И ХРЕБТОВ (США)

На испытательном полигоне в Неваде изучались различные геологические явления, сопровождавшие восемь подземных ядерных взрывов мощностью от 0,1 до 1,2 Мт и магнитудой от 5 до 6 [16—25]. Каждый раз после испытания наблюдалось оживление существовавших вблизи места взрыва разрывов, как кольцевых в древних вулканических взрывных кальдерах, так и прямолинейных. Амплитуды возбужденных смещений по разломам составляли десятки сантиметров (до 1,2 м) в вертикальной плоскости и сантиметры (до 15 см) вдоль разломов, причем смещения крыльев имели ту же направленность, что и последние из установленных геологическими методами естественных смещений по этим разломам. Максимальная длина обновившихся участков разрывов (0,3—8 км) находится в прямой линейной зависимости от мощности взрыва; эта зависимость близка к таковой для естественных землетрясений [24].

Наиболее подробные из всех опубликованных сведений о тектонических проявлениях касаются двух взрывов силой около 1 Мт (10^9 кг взрывчатого вещества (ВВ), относящихся к концу 1968 г. [16]. Один из этих взрывов, произведенный на глубине 1,4 км в туфах плиоценового возраста, помимо создания множества мелких разрывов в радиусе 450 м от поверхностной проекции точки взрыва индуцировал смещения вдоль известных вертикальных разломов на расстоянии до 5,6 км от эпицентра (рис. 1). Некоторые из оживленных разрывов, как полагают, не обнаруживали смещений в течение последних 7 млн. лет, хотя вообще на территории полигона известны разломы, смещающие аллювий четвертичного возраста [19]. Возбужденные взрывом в конце 1968 г. землетрясения (десятки тысяч толчков $M=1,3-4,2$) продолжались несколько месяцев. Они локализовались в нескольких параллельных известных

разломных зонах на глубине до 6 км и на расстоянии от пункта взрыва до 13 км. Смещения в очагах в соответствии со смещениями по разрывам на поверхности оказались правосторонними сдвигами по меридиональным зонам и вертикальными подвижками — по северо-восточным [20, 21, 25]. Вероятно, возбужденные взрывами землетрясения связаны на глубине 1–5 км с разломами фундамента меридионального и северо-восточного простираения. В то же время смещения по поверхностным разломам, проникающим на глубину до 1,5 км и простирающимся диа-

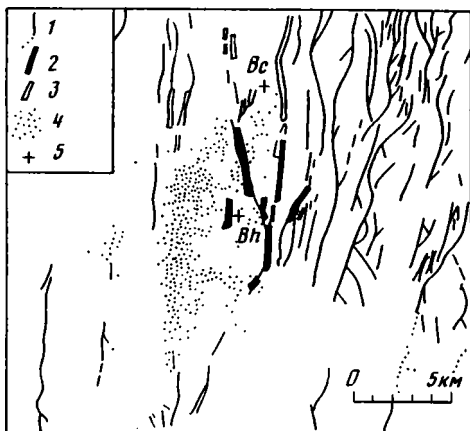


Рис. 1. Землетрясения и разрывы, возбужденные подземными ядерными взрывами на испытательном полигоне в Неваде [16, 18]

1 — разрывы, существовавшие до начала испытаний; 2 — разрывы, обновившиеся во время взрыва Бенэм (Bn); 3 — то же во время взрыва Боксар (Bc); 4 — эпицентры землетрясений, возбужденных взрывом Bn; 5 — точки взрывов (проекции на поверхность) Bn и Bc

гонально и меридионально, имели асейсмический характер [17]. Такая дифференциация движений подтверждается значительным несовпадением полос эпицентров возбужденных толчков и зарисованных на поверхности крутых разломов, а также фактом возникновения землетрясений в течение дней — недель — 1,5 мес после каждого взрыва. Между тем оживление поверхностных разрывов происходит практически одновременно с самими взрывами. Иными словами, на основании этих материалов можно допустить некоторое различие в поле напряжений у поверхности и в более глубоких частях земной коры; перераспределение напряжений в результате взрывов происходит неодинаково по времени и глубине.

Отмеченные выше смещения по разрывам развивались, судя по инструментальным данным, в считанные секунды или минуты непосредственно после взрывов, а также спустя несколько часов, как результат высвобождения накопленных к моменту взрыва природных тектонических напряжений, т. е. взрывы послужили для этих смещений как бы спусковым механизмом [16, 24].

ЭКСПЕРИМЕНТЫ В СРЕДНЕЙ АЗИИ (СССР) НА ТУРАНСКОЙ ПЛАТФОРМЕ РАЙОН ПИТНЯКСКОЙ ВОЗВЫШЕННОСТИ

Энергия воздействия мощных взрывов, в том числе ядерных, на геологические структуры и ярко выраженная спровоцированная активность последних затушевывают сравнительно скромные проявления смещений, обусловленных накоплением в структурах природных напряжений. Для изучения подвижек этого типа в СССР был поставлен эксперимент, в задачу которого входило также выявить, возможно ли с помощью современной аппаратуры измерить смещения блоков и изменения различных геофизических полей, вызванных активно-взрывной деформацией.

Рассмотрим результаты эксперимента, выполненного 26 июня 1983 г. при промышленном взрыве мощностью $2,7 \cdot 10^6$ кг ВВ, рассредоточенного на трассе в 500 м. Во время эксперимента выполнен комплекс геодезических, геофизических и гидрогеохимических наблюдений. Комплекс включал высокоточные повторные светодальномерные измерения длин линий L , повторное нивелирование по двум профилям и прецизионные синхронные измерения модуля полного вектора геомагнитного поля T

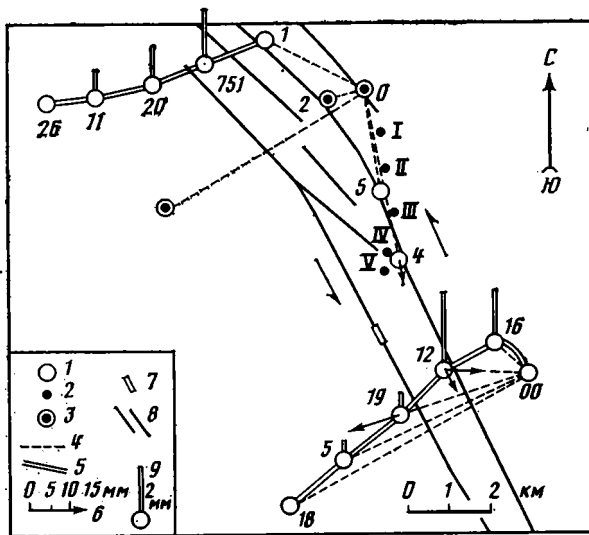


Рис. 2. Схема сети наблюдений в ближней зоне промышленного взрыва 26 июня 1983 г. на Питнякской возвышенности
 1—3 — пункты: 1 — геодезический (арабские цифры — номера пунктов), 2 — магнитный (римские цифры — номера пунктов), 3 — совмещенный геодезический и магнитный; 4 — трассы линейных измерений; 5 — трасса нивелирного профиля; 6 — направление и масштаб изменения длины линии; 7 — место взрыва; 8 — разрывы; 9 — масштаб относительного вертикального поднятия реперов. Стрелками показано направление относительного смещения крыльев разлома

(рис. 2), а также измерение земных токов. Реакция водно-газовой системы изучалась в группе самоизливающихся скважин [6, 7].

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА В РАЙОНЕ ПРОВЕДЕНИЯ ЭКСПЕРИМЕНТА

Исследуемая часть молодой (эпигерцинской) Туранской платформы имеет двухъярусное строение: складчатый домезозойский фундамент с несогласием перекрыт слабо дислоцированными мезозойскими и кайнозойскими породами платформенного чехла. Амударьинский разлом, в зоне которого выполнен эксперимент, имеет северо-западное простирание и разделяет структурно-формационные зоны (ступени) с разным составом и глубиной залегания поверхности складчатого фундамента (рис. 3). Более северо-восточной Чарджоуской ступени отвечает Северо-Амударьинская, а Багаджинской — Южно-Амударьинская структурно-формационные зоны фундамента [1, 2, 8, 10—13]. Эти зоны фундамента и Амударьинский разлом четко выражаются в аномалиях магнитного и гравитационного полей, а также находят отражение на профиле ГСЗ [1, 2, 10—13].

Ступенчато погружающаяся к юго-западу поверхность складчатого основания в районе Питнякской возвышенности характеризуется развитием локальных положительных и отрицательных структур (рис. 4, см. рис. 3). В пределах Чарджоуской ступени выделяется приразломный, обрамляющий Амударьинскую флексурно-разрывную зону с северо-востока Султансанджарский вал. Основание платформы расположено здесь на глубине 2400—2500 м. К северо-востоку от вала располагается Биргутлинский прогиб с глубиной поверхности фундамента 2800—3000 м, а к юго-западу, уже в пределах Багаджинской ступени — Заунгузский прогиб; поверхность фундамента в его пределах располагается на глубине 3200—4000 м [10—13].

В осадочном чехле этой части Туранской платформы, сложенном терригенными и карбонатными породами перми, мезозоя и кайнозоя, вдоль разрывов и над положительными структурами фундамента рас-

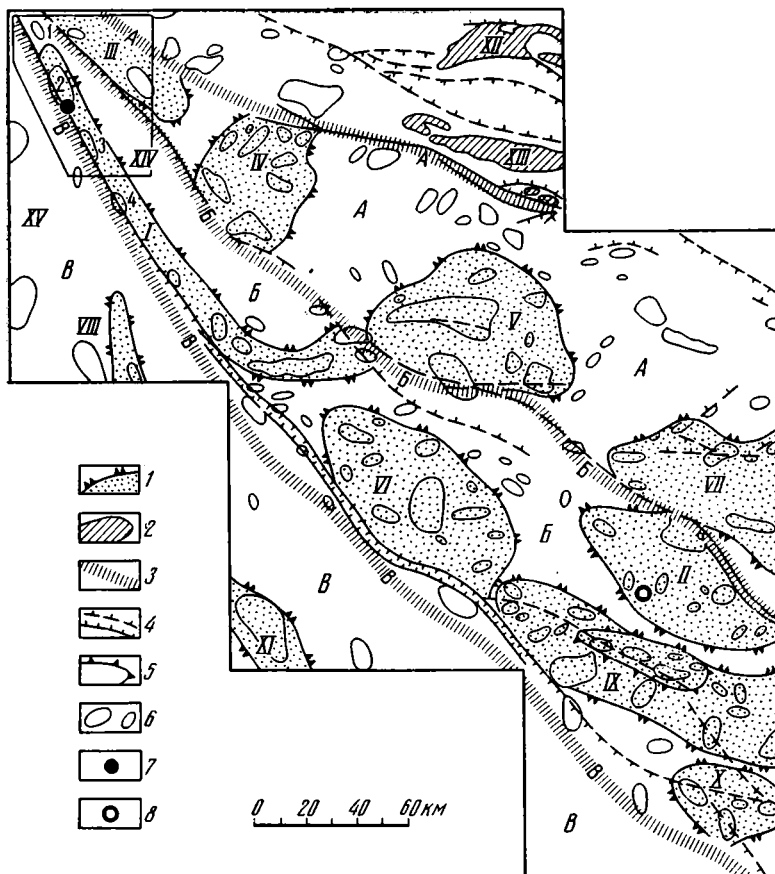


Рис. 3. Тектоническая схема восточной части Туранской платформы (по [13] с изменениями и упрощениями)

1, 2 — структуры фундамента: 1 — поднятия (II — Испанлы-Чандырское, III — Мешеклинское, IV — Янгиказганское, V — Газлийское, VI — Чарджоуское, VII — Каганское, IX — Денгизкульское, X — Сундуклинское) и валы (I — Султансанджарский, VIII — Мергенский, XI — Багаджинский), 2 — выступы (XII — Ауминзатауский, XIII — Кульджуктауский) и прогибы (XIV — Биргутлинский, XV — Заунгузский) фундамента; 3 — флексурно-разрывные зоны: А — Предкызылкумская, Б — Учбаш-Каршинская, В — Амударьинская; 4 — разрывные нарушения (бергштрихи направлены в сторону опущенного крыла); 5, 6 — положительные структуры чехла: 5 — крупные, 6 — локальные (брахиантиклинали Питнякской возвышенности: 1 — Тюямуюнская, 2 — Султансанджарская, 3 — Кошабулакская, 4 — Дарганатинская); 7, 8 — места проведения взрывов: 7 — в 1983 г., 8 — в 1984 г. Ступени: А — Бухарская, Б — Чарджоуская, В — Багаджинская. Рамкой показано положение рис. 4, а

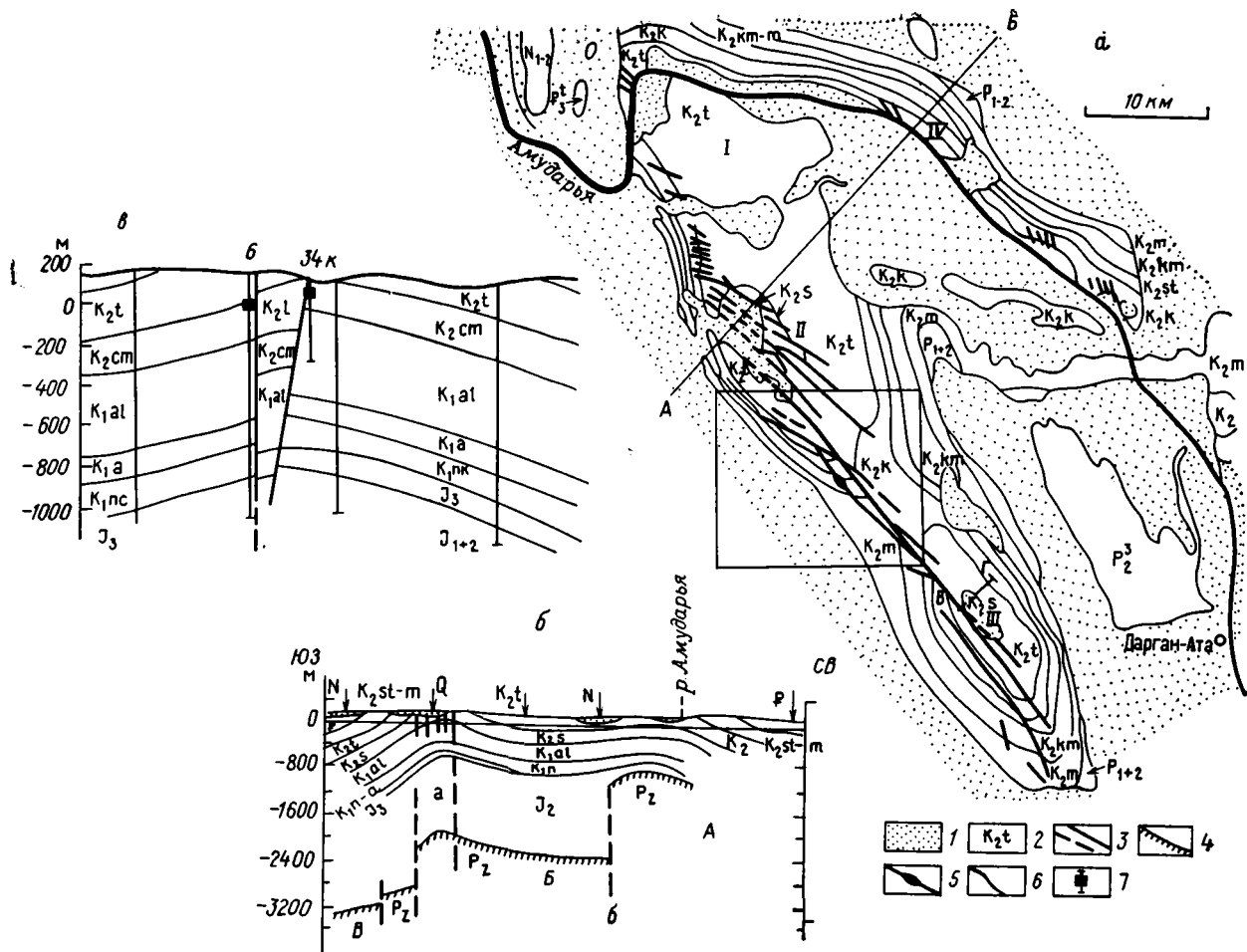
полагаются многочисленные брахиантиклинали. Цепь таких антиклиналей приурочена к зоне Амударьинского глубинного разлома.

Таким образом, Амударьинский разлом — очень крупная и древняя структура. Он заложился в палеозое, оказывал влияние на осадконакопление в мезозое и кайнозое и сохранил подвижность в новейшее время. Разлом является рельефообразующим, протягивается более чем на 500 км, хорошо дешифрируется на космических снимках, к нему на большом протяжении приурочено течение Амударьи. Разлом уверенно можно назвать глубинным, рассекающим земную кору [5].

Эксперимент проводился в пределах Питняк-Дарганатинской группы складок (см. рис. 3, 4). Ее составляют антиклинали Тюямуюнская (1), Султансанджарская (2), Кошабулакская (3) и Дарганатинская (4). Место взрыва и сеть наблюдений располагались на юго-восточной периклинали Султансанджарской брахиантиклинали. Складки вытянуты цепочкой в направлении с юго-востока на северо-запад и образуют как бы северо-западную периклинали протяженной зоны Амударьинских поднятий. В строении первых трех антиклиналей на поверхности

Рис. 4. Схематическая геологическая карта (а) и разрезы (б, в) Питнякской возвышенности: б—разрез по линии А—Б через Султансанджарскую и Мешеклинскую брахиантиклинали, в—разрез по линии В—Г через Кошабулакскую брахиантиклиналь

1 — плиоцен-четвертичные отложения; 2 — мезозойские и кайнозойские (доплиоценовые) породы (индексами показан возраст); 3 — разрывные нарушения (на разрезах б, в буквой «а» отмечены нарушения Амударьинского, буквой «б» — Бухаро-Мешеклинского глубинных разломов); 4 — поверхность домезозойского фундамента на разрезе б: А — Бухарская, Б — Чарджоуская, В — Багаджинская ступени; 5 — место взрыва; 6 — русло Амударьи; 7 — буровые гидрогеологические скважины на разрезе в (б, 34-к). Римские цифры на карте — антиклинали: I — Тюямуюнская, II — Султансанджарская, III — Кошабулакская, IV — Мешеклинская. Рамкой отмечен район инструментальных наблюдений (см. рис. 2). На разрезах вертикальный масштаб по сравнению с горизонтальным увеличен



участвуют карбонатные и терригенные породы мела, палеогена и неогена. Форма брахиантиклиналей в разрезе асимметрична. Юго-западные крылья характеризуются большей крутизной. Длина отдельных брахиантиклиналей достигает 30–35 км при ширине 10–15 км. Четыре антиклинали Питняк-Дарганатинской группы располагаются кулисообразно. Пригребневая часть юго-западных крыльев осложнена множеством мелких разрывов, сбросов и сбросо-сдвигов, также располагающихся кулисообразно [1, 8, 10, 11]. Сдвиговую составляющую по отдельным разрывам в некоторых случаях удается твердо установить и оценить по смещению фрагментов эрозионных останцов. Горизонтальная амплитуда таких относительных перемещений достигает 1 км. Направление простирания отдельных разрывов северо-западное (азимут 300–320°), а всей линейно вытянутой зоны разрывов — под острым углом к этому направлению (азимут 330–340°). Эта полоса локальных разрывов, по-видимому, является поверхностным выражением глубинной зоны Амударьинского разлома. Описанное кулисообразное расположение отдельных антиклиналей, а также поверхностных разрывов свидетельствует о формировании их в условиях интенсивной левосдвиговой деформации вдоль зоны глубинного разлома.

В пользу левосдвиговых смещений вдоль зоны Амударьинского разлома, вероятно, может свидетельствовать крутой S-образный изгиб (Большая излучина) русла Амударьи (см. рис. 4). При пересечении зоны разлома река, текущая в пределах Питнякской возвышенности в так называемой Тюямуонской теснине в запад — северо-западном направлении, вдруг резко сворачивает к югу. На протяжении 9–10 км она течет на юг, затем, выходя из зоны приразломных антиклиналей, делает резкий изгиб и вновь приобретает северо-западное направление течения. Расстояние между участками русла с одинаковым направлением течения составляет приблизительно 5–6 км. Значительная часть этой величины может, по-видимому, характеризовать суммарные левосдвиговые смещения за поздний плейстоцен и голоцен (около 150 тыс. лет), поскольку в нижнем течении река приобрела ориентировку русла в северо-западном направлении, приспособившись к зоне Амударьинского глубинного разлома, лишь с начала позднего плейстоцена [10–12, 14, 15]. Вместе с тем формально-расчетные средние скорости смещений на этом участке (7–33 мм/год) слишком велики по сравнению с известными на других крупных сдвигах Средней Азии, чтобы безоговорочно быть принятыми в качестве истинных¹.

РЕЗУЛЬТАТЫ ДЕФОРМАЦИОННЫХ И МАГНИТОМЕТРИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

При постановке наблюдений особое внимание уделялось возможности зафиксировать быстро протекающие деформационные процессы и изменения напряженного состояния, а также вызванные ими остаточные явления.

При создании сети комплексных наблюдений учитывались геолого-тектонические и технологические условия. Основу сети наблюдений составляли геодезические пункты, закрепленные бетонными монолитами на глубине 1,5 м и расположенные как к северо-западу (первый участок), так и юго-востоку (второй участок) от места взрыва (см. рис. 2). Наблюдения на первом участке выполнялись при помощи двух светодальномеров СГ-3 с пункта 0, расположенных на расстоянии 5 м один от другого в одинаковых условиях [3]. Вблизи пунктов 0, 2 и 3 размещались магнитные станции МПП-1 для регистрации T с отсчетной точностью 0,1 нТл. На рядовых магнитных пунктах I–V выполнялись дискретные измерения T с помощью протонных магнитометров РМР-4 с от-

¹ Большая величина горизонтальной амплитуды этой излучины Амударьи может в какой-то мере быть обусловлена помимо сдвиговых смещений по зоне разлома также и отступлением русла реки в северном направлении в связи с ростом Тюямуонской антиклинали в позднем плейстоцене.

счетной точностью 0,25 нТл синхронно с измерениями T на базовых пунктах. Этот комплекс светодальномерных геодезических и магнитометрических наблюдательных пунктов располагался к северу и северо-западу от места взрыва на расстоянии 2—5 км (см. рис. 2).

Исходные определения длин всех линий и разностных значений T между базовыми и рядовыми пунктами были выполнены за сутки и повторно перед взрывом. Непосредственно в момент взрыва, а также до и после него велась режимные измерения с пункта 0 одновременно на двух линиях длиной 0,9 и 5,7 км, расположенных практически в створе, при максимально возможном быстродействии приборов, причем линия 0—2 находится в пределах единого блока, а линия 0—3 пересекает всю разломную зону. В это же время велась режимная синхронная регистрация на пунктах 0, 2 и 3 с интервалом 20 с на пункте II через 6 с. Заключительные циклы измерений выполнялись в течение следующих суток.

Период наблюдений характеризовался весьма благоприятными атмосферными условиями. Взрыв не вызвал значимых изменений атмосферных параметров в зоне режимных наблюдений. Это способствовало реализации максимально возможной разрешающей способности аппаратуры.

На первом участке импульсное воздействие отразилось как в изменениях длин линий ΔL , так и на разностных значениях геомагнитного поля ΔT . Пункты 0, 2 и 3 располагались практически на одинаковом расстоянии от места взрыва, поэтому при распространении деформации сжатия, вызванной воздействием энергии взрыва, естественно возникновение деформации растяжения по ортогональным трассам. После взрыва в течение 1,5 мин по линии 0—2 фиксировался процесс восстановления исходной длины — возникла деформация сжатия, описываемая экспоненциальной зависимостью, характерной для упругого последствия. На следующем временном этапе (спустя 2—6 мин после взрыва) происходили квазипериодические изменения длины с амплитудой 4 мм и с периодом около 1,5 мин. После этого в течение 20 мин по линии 0—2 довольно стабильно сохранялась остаточная деформация около 3 ± 1 мм [7].

Устанавливается взаимосвязь временного хода колебаний ΔL и ΔT между пунктами 2 и 0, II и 0 с коэффициентом корреляции не ниже 0,8, что указывает на деформационную причину зафиксированных изменений локального геомагнитного поля [3].

Несколько иная картина деформационного процесса возникает по линии 0—3. Процесс упругого последствия здесь в первоначальный период с необходимой точностью не зафиксирован. Но сразу же после воздействия наблюдается большой разброс значений ΔL , который может быть вызван колебательным процессом с периодом и амплитудой вариаций (в первые 6 мин), по порядку величины соответствующими периоду и амплитуде колебаний по линии 0—2. Следует отметить, что в течение этого же интервала зафиксированы резкие знакопеременные изменения земных токов на километровой базе вкрест простирания разломной зоны в районе пункта 3. По-видимому, эти изменения связаны с зафиксированными колебаниями.

Удовлетворительная аппроксимация колебательного процесса осуществляется путем подбора реологической модели, например, из системы упругих элементов [4]. В течение последующих 30 мин по линии 0—3 (в отличие от линии 0—2) возникли нерегулярные колебания с периодом до 10 мин. Причиной этого могут быть относительные перемещения блоков, которые обеспечиваются диссипацией запасенной энергии в участках концентрации напряжений.

Изменения средних значений длин линий 0—1, 0—2 и 0—3 и 0—5, определенные спустя несколько часов после взрыва относительно исходных определений, практически не выходят за пределы точности измерений. Обращает на себя внимание изменение длины линий 0—4: спустя 2 ч после взрыва появляется тенденция к удлинению в пределах точно-

сти измерений, а спустя 19 ч значение длины увеличивается в среднем до 6 мм. К этому же времени между пунктами IV и 0, V и 0 произошло необратимое изменение ΔT приблизительно на 1 нТл, что свидетельствует об изменении напряженного состояния пород. Если обратимые изменения длин линий и значений локального магнитного поля могут быть обьяснены упругим последствием в блоке земной коры и колебаниями блоков [3, 4], то причина необратимого изменения расстояния (или необратимого перемещения пунктов в ближней зоне) может заключаться в вызванной тектонической деформации. Рассмотрим результаты геодезических и магнитных измерений в этом аспекте. В пределах блока, где находятся пункты 0, 1, 2, I, II и III, не зафиксировано необратимых изменений длин линий и разностных значений ΔT , превышающих погрешности измерений. Это позволяет считать, что после импульсного механического воздействия, судя по результатам измерений [3, 4], произошло восстановление исходного напряженно-деформированного состояния в течение 20–30 мин. По геологическим данным, геодезический пункт 4 и магнитный пункт IV расположены в другом блоке, и зафиксированное по ориентированной субмеридионально линии 0–4, образующей острый угол с линией разрыва, удлинение в 6 мм может быть связано с левосдвиговым перемещением по разрыву, разделяющему эти блоки. Обращает на себя внимание то обстоятельство, что значимое перемещение зафиксировано не сразу после взрыва, а спустя 19 ч, причем за тот же период произошло значимое изменение и локального магнитного поля в пункте IV, что говорит в пользу постепенного изменения напряженно-деформированного состояния на данном участке разломной зоны [3, 8].

Для проверки этого предположения рассмотрим материалы светодальномерных наблюдений, полученные до и после взрыва на втором участке геодезических исследований, расположенном в отличие от первого к юго-юго-востоку от места взрыва на расстоянии 1,5–2 км (см. рис. 2). Наблюдения за изменениями длин линий в нескольких направлениях осуществлялись здесь при помощи светодальномеров «Кварц».

Необратимые изменения длин линий, превышающие ошибки, зарегистрированы и в этом районе. По линии 00–12, пересекающей один из двух разрывов зоны разлома и ориентированной субширотно, зафиксировано укорочение на 11 ± 3 мм. По линии 00–19, пересекающей оба разрыва практически под прямым углом, зафиксировано удлинение на 14 ± 4 мм.

Таким образом, можно полагать, что необратимые горизонтальные перемещения вызваны явлением левого сдвига одного из крыльев Амударьинского глубинного разлома относительно другого. С этой точки зрения находит удовлетворительное объяснение одновременное увеличение длины линий 00–19 и 0–4 и укорочение линии 00–12.

Повторное нивелирование двух профилей, пересекающих зону разлома к югу и северу от места взрыва, выявило значимое дифференцированное смещение реперов. Максимальное относительное поднятие (около 2 мм) испытали реперы 12 и 751, расположенные между локальными разрывами, входящими в зону разлома. Меньшее поднятие присуще реперам 11 и 20, расположенным в юго-западном крыле зоны разлома по северному нивелирному ходу, и реперам 5, 19, 16, 00 южного нивелирного профиля, расположенным в крыльях зоны Амударьинского разлома. Отмечено уменьшение амплитуды относительного поднятия реперов по мере удаления от зоны разлома.

Инструментальные данные, полученные в районе крупного промышленного взрыва, согласуются с основным трендом тектонических смещений в зоне Амударьинского глубинного разлома. Обнаружившийся при эксперименте вызванный левый сдвиг на несколько миллиметров является кратковременным убыстрением продолжительного процесса левосдвиговых деформаций, зафиксированных в геологических документах.

Отмеченные при нивелировании положительные вертикальные смещения реперов, по-видимому, отражают общую тенденцию роста при-

разломных Султансанджарской и Кошабулакской антиклиналей, поскольку максимальные значения отмечены в зоне разлома, совпадающей с шарниром этих складок, а на крыльях по мере удаления от этой зоны амплитуда поднятия постепенно затухает.

Таким образом, зарегистрированные остаточные смещения, по-видимому, отражают реализацию тех тенденций тектонических движений, которые характерны для зоны Амударьинского разлома и соответствуют частичной разрядке накопленных в структуре напряжений.

РЕАКЦИЯ ВОДНО-ГАЗОВОЙ СИСТЕМЫ

Эта реакция изучалась по группе скважин Кошабулакской структуры, расположенной в 10–12 км к юго-востоку от эпицентра взрыва (см. рис. 3, 4). Скважинами вскрыты отложения от нижне- и среднеюрских до верхнемеловых; последние выходят на поверхность. Кошабулакская структура пересекается двумя тектоническими нарушениями, которые делят ее на три блока [6, 7]. Для подземных вод структуры характерно возрастание минерализации с глубиной от 3 г/л в туронских отложениях до 76 г/л в отложениях нижней и средней юры. Тип вод соответственно изменяется от хлорид-гидрокарбонатно-натриевого до хлорид-натриево-кальциевого. Растворенные в пластовых водах газы, а также газы, спонтанно выделяющиеся при изливании скважины, имеют азотно-метановый и метановый состав.

Основной комплекс наблюдений выполнен по самоизливающимся скважинам, выводящим воду из песчано-глинистых отложений верхнего мела с глубин: по скв. 34-к — 63–68 м, а по скв. 6 — 200–208 м. Для химического анализа отобрано 40 проб газа и 40 проб воды. Наблюдения за изменениями химического состава, температуры и дебита воды, а также состава газа велись в течение 5 дней до и 5 дней после взрыва. Вариации этих параметров подземных вод до взрыва невелики [6, 7].

Непосредственно после взрыва изменилось содержание компонентов химического состава вод и газов, особенно значительно по скв. 6, которая расположена в непосредственной близости от разлома и, очевидно, вскрывает приразломную зону. Наибольшие вариации испытали температура воды, ее общая минерализация, рН, содержание ионов хлора, щелочных металлов, магния, а также газов — водорода и гелия. Вариации параметров водно-газовой системы, затухая, продолжались не менее 20 ч, отражая, по-видимому, собственные низкочастотные колебания давления жидкости в зоне разлома, порожденные взрывной волной. Поскольку зона разлома дренирует горизонты, отличающиеся по составу и температуре вод и газов, колебания давления в ней изменяют соотношения притоков флюидов в зону из нескольких горизонтов, чем и вызваны наблюдавшиеся вариации указанных параметров водно-газовой системы. По скв. 34-к, расположенной на большем расстоянии от разлома и вскрывающей менее глубокие горизонты, изменения химического состава вод невелики; отмечались лишь изменения содержания его отдельных компонентов. Менее значительны по этой скважине и вариации содержаний гелия, аргона и водорода.

Существенным обстоятельством является то, что флюидная система, которая реагировала на взрыв свыше 20 ч, обладает, по-видимому, значительно большим временем релаксации, чем деформации горных пород и их электромагнитные параметры, зарегистрированные в этом эксперименте.

После стабилизации водно-газовой системы отмечены остаточные изменения ее отдельных параметров: понижение температуры и рН вод, повышение концентраций ионов хлора, гидрокарбоната и кальция [7], которые сохранялись на протяжении 5 сут наблюдений после взрыва. Остаточные изменения характерны также для концентраций отдельных газов [7]: в скв. 6 концентрации гелия увеличились на 15–20%, а водорода упали ниже пороговой чувствительности метода анализа (менее $10^{-3}\%$ по объему). В газах из скв. 34-к концентрации водорода возрос-

ли более чем в 1,5 раза. Указанные остаточные изменения водно-газовой системы проявились в большей степени по скв. 6, чем по скв. 34-к. По-видимому, они связаны с деформациями приразломной зоны и изменениями путей фильтрации вод и газов в ней после взрыва. Существенные, сходные по характеру изменения режима водно-газовой системы были отмечены в этих скважинах также в связи с сильным Газлийским землетрясением 19 марта 1984 г. [6].

РАЙОН ВОСТОЧНЫХ КАРАКУМОВ

Интересны результаты наблюдений в районе другого промышленного взрыва мощностью $4,2 \cdot 10^5$ кг ВВ, который был произведен в сентябре 1984 г. в восточной части пустыни Каракум на расстоянии около 300 км к юго-востоку от только что описанного и примерно в 100 км к востоку от г. Чарджоу (см. рис. 3). В ближней зоне взрыва был развернут комплекс инструментальных наблюдений, включающий повторное нивелирование, систему линейных измерений, системы наблюдений за изменениями модуля T магнитного поля и значений электротеллурического потенциала.

В тектоническом отношении район эксперимента располагается в восточной части Туранской плиты на северном крыле Амударьинской синеклизы в пределах Чарджоуской ступени. Глубина поверхности фундамента составляет здесь от 2500 до 5000 м. Северо-восточной границей ступени является один из крупнейших для этой части платформы Учшаб-Каршинский глубинный разлом (флексурно-разрывная зона), отделяющий ступень от расположенной севернее, более высоко приподнятой по уровню поверхности фундамента Бухарской ступени. Юго-западной границей Чарджоуской ступени является зона Амударьинского глубинного разлома, отделяющая ее от расположенной юго-западнее и характеризующейся более погруженным положением фундамента Багаджинской ступени [13]. Как мы видим, этот эксперимент проводился в общем в пределах тех же самых крупных структур Туранской плиты, что и эксперимент 1983 г., однако были и серьезные различия в тектонической обстановке. Взрыв 1983 г., как было показано выше, произведен непосредственно в зоне Амударьинского глубинного разлома, разделяющей две ступени крыла синеклизы. Кроме разрывных структур, затрагивающих фундамент и чехол, в районе эксперимента имелись также локальные складки в чехле. Место проведения второго эксперимента было, если можно так выразиться, «стерильным» в отношении как региональных, так и локальных структур. Взрыв был произведен над центральной частью сравнительно широкой в этих местах Чарджоуской ступени, на южном склоне обширного, пологого Испанлы-Чандырского поднятия. По всем имеющимся геолого-геофизическим данным, непосредственно под зоной взрыва не обнаруживается ни разрывных, ни складчатых нарушений фундамента или чехла, хотя вокруг на расстоянии от 5 до 50 км выявлено большое количество подобных структур разного ранга [13].

РЕЗУЛЬТАТЫ ИНСТРУМЕНТАЛЬНЫХ НАБЛЮДЕНИЙ

Результаты повторного нивелирования, выполненного сразу после взрыва по профилю в ближней зоне, показали наличие значимого опускания пяти реперов, размещенных на прямой линии на расстоянии от 400 до 1000 м от места взрыва, относительно нулевого репера, удаленного на более значительное расстояние (1500 м). При следующем цикле измерений через 20 ч зафиксирована тенденция поднятия сравнительно удаленных четырех реперов до исходного уровня, за исключением наиболее близко расположенного (в 400 м) от оси зоны зарядки. Если изменение вертикального положения этого 5-го репера можно объяснить необратимой деформацией в результате выброса горных пород, то тенденция к восстановлению исходного уровня на остальных реперах сви-

детельствует о релаксационном характере деформационного процесса, присущего сплошной среде. Повторными линейными измерениями не обнаружено значимых остаточных горизонтальных перемещений пунктов, расположенных на расстоянии 2 км от места взрыва, относительно удаленного на 7 км пункта.

Характерно, что прецизионные синхронные измерения модуля T также не показали необратимых изменений ΔT в ближней зоне. Знакопеременные изменения электрического потенциала U по ортогональным линиям север — юг и восток — запад наблюдались только в период сейсмических колебаний. Однако каких-либо необратимых изменений U , превышающих фоновые значения, не зафиксировано.

Таким образом, в районе взрыва инструментальными методами не обнаружено необратимых изменений в геофизических полях и перемещениях дневной поверхности. Это, по-видимому, связано с указанным выше ненарушенным состоянием геолого-геофизической среды под местом взрыва, поскольку не имелось в наличии какой-либо подходящей разрывной или складчатой структуры, которая в ответ на импульсное воздействие смогла бы сбросить накопившиеся в ней напряжения.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Три описанных в настоящей статье примера реакции геолого-геофизической среды на импульсное воздействие позволяют сделать следующие выводы.

Мощные подземные ядерные взрывы в Неваде оказали на окружающие геологические структуры настолько сильное энергетическое воздействие, что вызвали многочисленные и разнообразные по морфологии, направлению и амплитуде смещения в обширном районе. Наблюдения над этими смещениями показали, что кроме вызванных непосредственно энергией импульсного воздействия есть также смещения, являющиеся следствием разрядки напряжений, накопленных в разрывных структурах. Ударная сейсмическая волна взрыва послужила для этих смещений как бы спусковым механизмом.

Этот эффект достаточно четко проявился во втором приведенном примере. Умеренное по силе импульсное воздействие наземного промышленного взрыва на крупную геологическую структуру — зону Амударьинского глубинного разлома — вызвало значительное смещение по ней, которое не может быть объяснено только действием привнесенной взрывом энергии. Необратимые изменения параметров водно-газового режима и величины вектора T магнитного поля свидетельствуют о деформации зоны разлома до больших глубин. Важно, что в зарегистрированных движениях по зоне разлома как горизонтального, так и вертикального типа, реализовались тенденции ее тектонического развития, проявляющиеся в более медленном темпе на протяжении длительного геологического времени.

Наконец, третий пример. Импульсное воздействие на практически не нарушенную геолого-геофизическую среду, как и следовало ожидать, не вызвало существенной необратимой ее реакции, поскольку отсутствовали структуры, способные накопить и высвободить напряжения. В то же время малая энергия взрыва была, по-видимому, недостаточна для заметного возбуждения удаленных от места взрыва на несколько километров локальных складок и разрывов.

Экспериментальное изучение тенденций современных тектонических движений в пределах структур земной коры с помощью крупных взрывов дает возможность оказывать активное воздействие на систему блоков, складок и разломов с целью определения реологических свойств среды в натуральных условиях, а также инициирования сброса напряжений в системе. Оно позволяет выяснить степень подвижности разломов и вероятный характер смещений по ним. Особенно это важно для сейсмоопасных областей. Такой подход может позволить в дальнейшем производить превентивные взрывы на сейсмоопасных участках зон крупных разломов с целью сброса части накопившихся в них напряжений.

Литература

1. Амурский Г. И., Каипов А. А., Коц В. Г. и др. Складчатая и разрывная структура Питняжской группы поднятий//Тектоника Туркмении и сопредельных территорий. М.: Наука, 1966. С. 146—157.
2. Аргутина Т. А., Голуб Д. П., Макарова З. А., Рябкова М. С. Районирование магнитного поля запада Средней Азии//Вопросы геологии Средней Азии. Тр. ВСЕГЕИ. Нов. серия. Л., 1970. Т. 168. С. 43—63.
3. Белокопытов В. А., Гохберг М. Б., Гусева Т. В. и др. Влияние импульсного воздействия на деформационные процессы//Докл. АН СССР. 1985. Т. 280. № 3. С. 575—578.
4. Белокопытов В. А., Добровольский И. П., Медведев И. П. и др. Низкочастотные колебания земной коры при высокочастотных светодальномерных измерениях//Докл. АН СССР. 1983. Т. 268. № 5. С. 1087—1089.
5. Веселов И. А., Никонов А. А. Характеристика линеаментов Туранской плиты//Неотектонические исследования и сейсмостектоника. М.: Наука, 1985. С. 64—87.
6. Войтов Г. И., Гохберг М. Б., Киссин И. Г. и др. О динамике изменения состава газов подземных вод Кошбулакской структуры в период подготовки Газлийского землетрясения 19 марта 1984 г.//Докл. АН СССР. 1985. Т. 284. № 1. С. 77—81.
7. Гохберг М. Б., Киссин И. Г., Войтов Г. И. и др. О гидрогеологических и газогеохимических эффектах мощного наземного взрыва//Докл. АН СССР. 1984. Т. 279. № 6. С. 1334—1339.
8. Гохберг М. Б., Рогожин Е. А., Старовойт О. Е. и др. Исследование тенденций тектонических движений в зоне Амударьинского разлома при взрывном воздействии//Докл. АН СССР. 1986. Т. 290. № 4. С. 909—913.
9. Никонов А. А. Голоценовые и современные движения земной коры. М.: Наука, 1977. 240 с.
10. Приамударьинская ступенчато-моноклиальная область//Геология СССР. Т. XXII. Туркменская ССР. Тектоника. М.: Недра, 1972. С. 517—527.
11. Речные долины//Геология СССР. Т. XXII. Туркменская ССР. Геоморфология. М.: Недра, 1972. С. 702—706.
12. Тектоника. Геоморфология. История геологического развития//Геология СССР. Т. XXIII. Узбекская ССР. Кн. 2. М.: Недра, 1972. С. 282—436.
13. Тектоническая карта Бухаро-Хивинской нефтегазоносной области/Ред. Б. Б. Таль-Вирский. Ташкент: Главгеология УзССР. 1971.
14. Толстов С. П., Кесь А. С. История первобытных поселений на протоках древних дельт Амударьи и Сырдарьи//Вопросы географии. М., Л.: Изд-во АН СССР, 1956. С. 327—336.
15. Федорович Б. А. Равнины Средней Азии//Равнины и горы Средней Азии. М.: Наука, 1975. С. 7—92.
16. Bucknam R. C. Geologic effects of the BENHAM of the underground nuclear explosion, Nevada Test Site//Bull. Seismol. Soc. Amer. 1969. V. 59. № 6. P. 2209—2220.
17. Bucknam R. C. Vertical deformation produced by some underground nuclear explosions//Bull. Seismol. Soc. Amer. 1972. V. 62. № 4. P. 961—971.
18. Dickey D. D. Strain accompanying the JORUM underground nuclear explosion and its relation to geology//Bull. Seismol. Soc. Amer. 1971. V. 61. № 6. P. 1571—1581.
19. Hoy R. B. Induced faulting//Bull. Seismol. Soc. Amer. 1963. V. 53. № 4. P. 845—847.
20. Hamilton R. M., Healy J. H. Aftershocks of the BENHAM nuclear explosion//Bull. Seismol. Soc. Amer. 1969. V. 59. № 6. P. 2271—2281.
21. Healy J. H., Hamilton R. M., Raleigh C. B. Earthquakes induced by fluid injection and explosion//Tectonophysics. 1970. V. 9. № 2—3. P. 205—214.
22. Lee T. F., Nichols T. S. Stress changes in rock from the JORUM underground nuclear explosion, September 16, 1969. Panite Mesa, Nevada Test Site//Bull. Seismol. Soc. Amer. 1972. V. 62. № 2. P. 609—618.
23. McKeown F. A. Relation of geological structure to seismicity at Pahute Mesa, Nevada Test Site//Bull. Seismol Soc. Amer. 1975. V. 65. № 3. P. 747—764.
24. McKeown F. A., Dickey D. D. Fault displacement and motion related to nuclear explosions//Bull. Seismol. Soc. Amer. 1969. V. 59. № 6. P. 2253—2269.
25. Stauder W. Smaller aftershocks of the BENHAM nuclear explosion//Bull. Seismol. Soc. Amer. 1971. V. 61. № 2. P. 417—428.

УДК 551.255 : 551.252

ТАЛИЦКИЙ В. Г., ГАЛКИН В. А.

МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ И ГЕНЕТИЧЕСКИЕ РАЗЛИЧИЯ СЛАНЦЕВАТОСТИ И КЛИВАЖА ГОРНЫХ ПОРОД

До сих пор в структурной геологии не существует однозначной интерпретации термина «кливаж». Одни исследователи называют кливажем способность пород расщепляться на тонкие пластинки, другие — микротекстуру, способствующую расщеплению. Среди последних нет четкости в разделении понятий «кливаж» и «сланцеватость».

В статье дано описание морфологии сланцеватости и кливажа как микротекстур, создающих в породах анизотропию механических свойств и способствующих их расщеплению. Выделены основные элементы строения, позволяющие однозначно разделять сланцеватость и кливаж.

ПОСТАНОВКА ВОПРОСА

При полевых исследованиях геологам часто приходится сталкиваться с макроскопическим явлением расщепления или раскалывания различных горных пород по системам субпараллельных поверхностей на тонкие пластинки или линзочки. Поверхности расщепления располагаются иногда параллельно слоистости, чаще секут слоистость под разными углами.

Способность горных пород расщепляться впервые была замечена геологами еще в первой половине прошлого столетия. В 1835 г. А. Сэдживик [15] для явления расщепления горных пород на тонкие пластинки применил термин *cleavage* — кливаж (раскол, расщепление). Естественно, что как только было замечено это явление, начались поиски причин расщепления (кливажа). Одни исследователи связывали расщепление горных пород с соответствующим расположением минеральных зерен в породе, другие — с системой близко расположенных субпараллельных трещин. Многие авторы употребляли термин «кливаж» более широко, включая в это понятие расщепляемость пород по плоскостям напластования, структурам течения в лавах, сланцеватости, трещиноватости и т. п. Именно в таком широком понимании появились первые классификации кливажа пород [13, 16].

С началом систематического исследования причин расщепляемости пород термин «кливаж» постепенно стал утрачивать свою однозначность. Кроме собственно явления расщепления пород этим термином стали обозначать и микротекстуры, способствующие расщеплению. Так, в понимании К. Лизса [13] кливаж в породе — это текстуры, благодаря которым данная порода обладает способностью расщепляться вдоль определенных поверхностей более легко, чем по другим. Такие параллельные текстуры могут быть первичными или вторичными.

Итак, уже в начале века произошло смешение понятий «кливаж» как явления и как причины этого явления. Одни исследователи вслед за А. Сэдживиком под термином «кливаж» понимали собственно расщепляемость пород. Другие стали использовать этот термин для описания различных плоскостных микротекстур, создающих в породе анизотропию механических свойств и являющихся причиной расщепляемости. У последних теперь возникла проблема иного содержания. Если кливаж — это плоскостная микротекстура, способствующая расщепляемости пород, то каким образом понятие «кливаж» соотносится с понятием «сланцеватость», употребляемым для описания микротекстур, образованных строго параллельными тонкими пластинками или чешуйками минералов. Породы, имеющие сланцеватость, хорошо расщепляются на тонкие

пластинки или линзочки, т. е. к описанию текстур таких пород также можно было применять термин «кливаж». Исходя из таких соображений некоторые исследователи стали употреблять термины «кливаж» и «сланцеватость» как синонимы.

С началом изучения механизмов образования различных текстурных форм, определяемых разными исследователями как кливаж, термин «кливаж» стал обрастать определениями, имеющими генетический смысл. Так вошли в употребление термины «кливаж течения», «кливаж разлома», «кливаж скольжения», «кливаж скалывания» и т. п., причем каждый из авторов смысл этих терминов истолковывал по-своему.

Анализируя исторические обзоры, посвященные проблемам изучения кливажа и сланцеватости горных пород, можно проследить, как все более и более запутывалась терминология, что побудило некоторых авторов высказать явную неудовлетворенность по этому поводу. Так, А. Чидестер отмечает: «Терминология текстур, преимущественно текстур вторичного происхождения, не удовлетворяет по многим причинам. Такие термины, как «расщепляемость», «сланцеватость», «пластинчатый кливаж», «кливаж течения», «кливаж осевой плоскости», «расщепляемость по осевой плоскости», «кливаж скалывания», «сланцеватость скалывания», «кливаж смещения» и «кливаж разлома», различно трактуются разными авторами. Каждый термин интерпретируется согласно точке зрения исследователя и сопровождается дополнительной характеристикой, оттеняющей генетический смысл данного термина. Следовательно, каждый из этих терминов, по-видимому, будет для разных исследователей иметь различное значение и к тому же выражать различный генетический смысл. Поэтому необходимо давать четкое определение терминам; даже и в этом случае трудно избежать неприемлемых и нежелательных дополнительных значений» [10, с. 16—17]. Более образное и эмоциональное высказывание можно найти у Е. Виттена: «Завеса тайны, кажется, окружает листоватость, кливаж и сланцеватость» [17, с. 216].

Попытка приоткрыть «завесу» была предпринята в 1976 г. созывом Пинроузской конференции, специально посвященной проблемам кливажа. В конференции приняли участие геологи Западной Европы, США и Австралии. Участники конференции решили пойти по пути морфологического описания кливажа как микротекстуры. Все термины, несущие генетическую нагрузку, было решено изъять из употребления. Для кливажа как микротекстуры было рекомендовано следующее определение: кливаж горных пород — это система близко расположенных, вторичных, плоскостных, параллельных элементов текстур, придающих породам механическую анизотропию, без видимой потери сплошности последних. С морфологической классификацией кливажа, разработанной участниками Пинроузской конференции, можно познакомиться в работе К. Пауэла [14], а также в «Атласе деформационных и метаморфических текстур горных пород» [8]. Путь, который избрали авторы классификации, представляется верным, хотя сама классификация, с нашей точки зрения, не лишена недостатков. Во-первых, она, видимо, слишком перегружена и детализирована. Во-вторых, и это главное, авторам ее не удалось дать четкого морфологического различия между микротекстурами, обозначаемыми терминами «кливаж» и «сланцеватость».

В отечественной литературе под термином «кливаж» чаще всего понимается способность пород расщепляться или раскалываться на тонкие субпараллельные пластинки или линзы [1—3], т. е. принимается определение кливажа, введенное в литературу А. Сэджвиком. В то же время описывается кливаж как микротекстура. Так, М. А. Гончаров определяет кливаж как «способность пород расщепляться по густо развитой системе параллельных или почти параллельных поверхностей, образовавшихся в процессе пластической деформации пород при складкообразовании» [3, с. 73]. А несколькими строчками ниже мы читаем: «...достаточно сравнить хотя бы руководства по структурной геологии (Ажгирей, 1966; Белоусов, 1961; Ситтер, 1960), чтобы убедиться в том, насколько различна трактовка морфологии и генезиса кливажа». Од-

нако из принятого М. А. Гончаровым определения следует, что у кливажа, как у способности пород расщепляться, не может быть морфологии, так как у явления морфологии не бывает. Очевидно, говоря о морфологии и генезисе кливажа, термином «кливаж» в данном случае автор обозначает микротекстуру, с которой связана расщепляемость пород. Здесь мы сталкиваемся с тем самым смешением понятий, которое произошло еще в начале века, — причина механической анизотропии пород и ее следствие обозначаются одним и тем же термином — «кливаж». Причина механической анизотропии пород — плоскостные ориентированные микротекстуры, а следствие наличия плоскостных ориентированных микротекстур — расщепляемость пород.

Видимо, с этим же смешением понятий связаны и разногласия в трактовке терминов «кливаж» и «сланцеватость». Казалось бы, никаких разногласий здесь быть не должно, так как кливаж — это способность пород расщепляться, а сланцеватость — одна из микротекстур, с которой может быть связан кливаж (расщепляемость) пород. Тем не менее некоторые исследователи отождествляют понятия «кливаж» и «сланцеватость» [5], другие пытаются искать различия в их морфологии или генезисе [2, 7]. Такое двойственное определение термина «кливаж» как явления и как микротекстуры создает определенные трудности при изучении и самого явления расщепляемости, и причин, с которыми связано это явление.

Из создавшегося положения может быть предложен следующий выход. Мы считаем, что термином «кливаж» следует обозначать не макроскопическое явление расщепления пород на пластинки, а некоторые типы микротекстур, способствующих расщеплению. При этом макроскопическое явление расщепления пород на пластинки можно заменить русским термином «расщепляемость». Мы предлагаем для этого явления следующее определение: расщепляемость — это способность горных пород расщепляться или раскалываться по системе близко расположенных субпараллельных поверхностей на тонкие пластинки или линзочки. Поверхности расщепления могут быть параллельны слоистости, но чаще секут слоистость под равными углами.

Термин «расщепляемость» в нашем понимании не является синонимом термина «кливаж». Расщепляемость — это макроскопическое явление, а кливаж, так же как и сланцеватость, — это плоскостные микротекстуры, определяющие способность пород расщепляться. Таким образом, макроскопически и кливаж и сланцеватость выражаются одинаково, но различаются по своему микроскопическому строению.

Предлагаемый вариант, с нашей точки зрения, позволит избежать дальнейшей терминологической путаницы, так как в настоящее время, в связи с рекомендациями вышеупомянутой Пинроузской конференции, все зарубежные исследователи используют термин «кливаж» для описания плоскостных микротекстур, придающих породам анизотропию механических свойств.

Поскольку и кливаж и сланцеватость в нашем понимании — плоскостные ориентированные микротекстуры, то именно из понятия «текстура горных пород» мы и исходим при их описании и исследовании.

Под текстурой горных пород понимается совокупность признаков строения, обусловленных ориентировкой и относительным расположением и распределением составных частей породы. Если элементы строения текстуры не видны невооруженным глазом, а различаются только под микроскопом, такую текстуру называют микротекстурой. Уже в самом определении микротекстуры заложена ее морфологическая сущность. Поэтому с нашей точки зрения прежде всего необходимо четко разобраться, каким образом в расщепляющихся породах распространены и взаимно расположены слагающие их элементы, т. е. какова морфология микротекстур, определяемых нами как «сланцеватость» и «кливаж».

Термин «плоскостная микротекстура» может быть расшифрован следующим образом: составные части породы расположены вдоль параллельных плоскостей. В горной породе, представляющей собой полиминеральный агрегат, такими составными частями могут быть как отдельные зерна минералов (все или какая-то часть), так и группы минералов. Следовательно, можно сказать, что выражение «горная порода имеет плоскостную микротекстуру» означает, что отдельные минералы или группы минералов в горной породе располагаются вдоль параллельных плоскостей.

Микроскопические особенности расположения составных частей (структурных элементов) горных пород, наблюдаемые в шлифах, плоскости которых перпендикулярны плоскостям расщепления, позволяют выделить несколько морфологических типов плоскостных микротекстур. При этом текстуры того или иного строения характерны для определенных петрографических разновидностей пород. Ниже приводится описание основных типов плоскостных микротекстур, встречающихся в осадочных и метаморфических породах слабых и умеренных степеней метаморфизма.

Одной из наиболее распространенных разновидностей микротекстур является текстура, при которой подавляющее большинство плоских минералов, чаще всего чешуек слоистых силикатов, входящих в состав породы, располагается параллельно один другому по всему объему породы. Такая текстура характерна для аргиллитов, аспидных сланцев, филлитов, слюдяных сланцев и т. п., т. е. для многих осадочных и метаморфических пород, богатых слоистыми силикатами. Микротекстуру, выраженную преимущественным плоскопараллельным расположением чешуек слоистых силикатов или других плоских минералов, мы называем сланцеватостью (рис. 1). Следует заметить, что понятие «сланцеватость» ввел в литературу Р. Бэйквелл [9], назвав сланцеватой породу, составленную строго параллельными тонкими пластинками и чешуйками. Таким образом, для микротекстуры, определяемой термином «сланцеватость», мы принимаем определение Р. Бэйквелла практически без изменений.

Некоторые исследователи предлагают называть сланцеватостью текстуру подобного строения, развитую лишь в метаморфических породах, а для такой же микротекстуры, содержащейся в осадочных породах, предлагается термин «кливаж течения» [2]. Приблизительно такое же разделение кливажа и сланцеватости произвели участники Пинроузской конференции, которые назвали сланцеватостью плоскостную анизотропию в метаморфических породах, заключающуюся в предпочтительной ориентировке минеральных зерен.

Мы считаем, что разделение морфологически одинаковых микротекстур по степени метаморфизма пород, в которых содержатся эти микротекстуры, является искусственным, тем более, что классификация микротекстур, выработанная на конференции, является морфологической.

Процентное содержание плоских минералов в различных породах может быть разным. Такие породы, как аргиллиты, аспидные сланцы, филлиты, почти полностью состоят из слоистых силикатов, поэтому параллельные чешуйки в этих породах располагаются близко одна к другой. Минеральный состав слюдяных сланцев колеблется в широких пределах. В этих породах параллельные плоские зерна или чешуйки могут находиться одна от другой на некотором расстоянии.

Размер чешуек слоистых силикатов в породах со сланцеватостью может быть различным: от менее чем 0,01 мм в аргиллитах до 5 мм в метаморфических сланцах. В целом наблюдается некоторое увеличение размера чешуек с увеличением температуры метаморфизма.

Зерна таких минералов, как кварц или кальцит, при развитии в породе сланцеватости могут оставаться изометричными, располагаясь между чешуйками слюды, или могут приобретать некоторую уплощенность в соответствии с общим направлением текстуры.

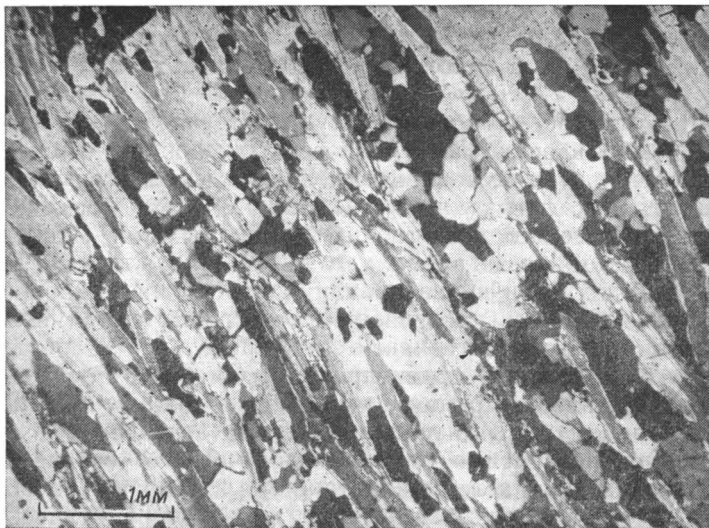


Рис. 1. Сланцеватость. Николи скрещены. Чешуйки слюды ориентированы параллельно одна другой

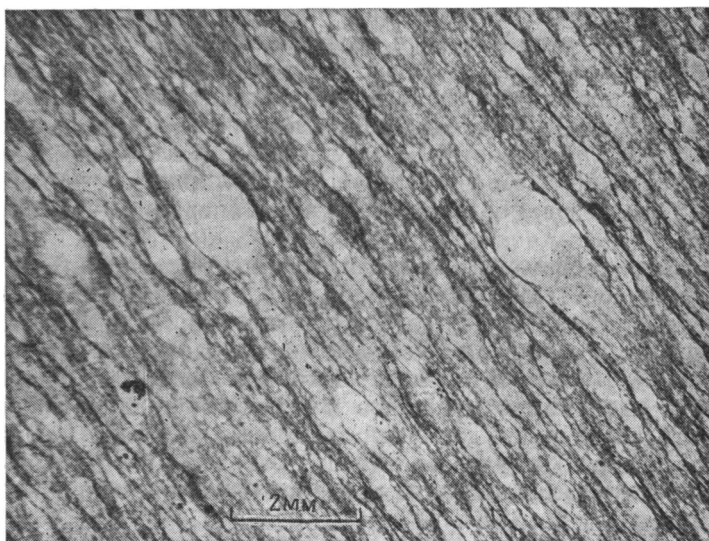


Рис. 2. Кливаж зернистых пород. Николи параллельны. Черные нитевидные зоны кливажа огибают и срезают обломочные зерна породы

Раскалывание сланцеватых пород на пластинки и линзочки происходит по плоскостям спайности субпараллельно расположенных слоистых минералов, так как эти плоскости являются наиболее ослабленными. Раскалывание происходит тем легче, чем больше слоистых силикатов или других плоских минералов входит в состав породы. Толщина выкалываемых пластинок равна интервалам, на которых расположены в породах параллельные зерна плоских минералов.

Таким образом, элементами, определяющими строение пород при развитой в них сланцеватости, являются отдельные минеральные зерна, а точнее, плоские зерна и чешуйки слоистых силикатов. Именно их закономерное распределение в породе и создает микротекстуру — сланцеватость. Если мы мысленно попытаемся изъять из породы все плоские параллельно расположенные минеральные зерна или расположим их

беспорядочно, порода утратит ориентированную микротекстуру, а вместе с ней и способность расщепляться или раскалываться на тонкие пластинки или линзочки, т. е. в породе не будет анизотропии механических свойств.

Второй тип плоскостной микротекстуры встречается исключительно в осадочных, иногда в осадочно-вулканогенных породах, имеющих резко неоднородное зернистое строение: в алевролитах, песчаниках, мергелях, туфопесчаниках, некоторых типах известняков. В этих породах под микроскопом наблюдается система тонких нитевидных зон, сложенных тонкодисперсными минералами, располагающихся параллельно или почти параллельно одна другой и разбивающих породу на микроскопические линзочки. Нитевидные зоны и линзочки резко различаются по минеральному составу и строению. Нитевидные зоны представляют собой агрегаты очень мелких беспорядочно ориентированных чешуек слюд, гидрослюд, хлорита, мелких зернышек рудного минерала, а также тонкодисперсного органического вещества. Минеральный состав этих зон всегда относительно постоянен независимо от минералогического состава самой породы, в которой наблюдается микротекстура. Основной особенностью минерального состава описываемых зон является практически полное отсутствие в них таких минералов, как кварц, кальцит, полевые шпаты.

Изучать минеральный состав нитевидных зон с помощью оптического микроскопа можно лишь при самых больших увеличениях, но и в этом случае не всегда удается определить минералы и рассмотреть их взаимоотношения из-за очень мелкого размера последних. Поэтому в последнее время для изучения состава и строения подобных зон используются сканирующие электронные микроскопы, совмещенные с анализаторами. Так, изучая верхнедокембрийские алевролиты в штате Тенесси (США), Р. Холкомб определил, что наблюдаемые в шлифах нитевидные зоны обогащены относительно линзочек между ними слюдами, рутилом и обеднены альбитом, анкеритом и кварцем [11]. Толщина изученной зоны составила 0,03 мм, а размер слагающих ее минералов — тысячные доли миллиметра.

Минеральный состав линзочек, заключенных между нитевидными зонами, является собственно минеральным составом породы. Минеральные зерна внутри линзочек чаще всего ориентированы беспорядочно, реже бывают несколько удлиненными по направлению протяженности нитевидных зон. В других случаях на торцах более или менее изометричных зерен различных минералов наблюдаются нарастания так называемых бород или теней давления, состоящих обычно из мелких новообразованных зерен кварца или кальцита. В этом случае весь агрегат, состоящий из минерального зерна и «бород», имеет удлинение, параллельное нитевидным зонам.

Плоскостную микротекстуру описанного строения мы предлагаем называть термином «кливаж зернистых пород», нитевидные зоны — кливажными зонами, а ограниченные кливажными зонами линзочки — микролитами (рис. 2).

Кливаж зернистых пород — это плоскостная микротекстура, выраженная плоскопараллельным расположением в породе уплощенных агрегатов, состоящих из глинистых, слюдястых, рудных минералов и органического вещества.

Кливаж и сланцеватость, таким образом, различаются основными элементами своего строения. Для сланцеватости такими элементами являются отдельные минеральные зерна, а для кливажа — минеральные агрегаты.

В некоторых случаях кливажные зоны, располагаясь на контактах крупных обломочных зерен и цемента, быстро затухают в цементе. Тогда в матрице породы наблюдаются отдельные разобщенные зоны кливажа, не разделяющие породу на микролитоны. В таких случаях можно говорить о «недоразвитом» кливаже. Чаще кливажные зоны, огибая или «срезая» стоящие на их пути обломочные зерна, распространяются дальше в цемент, где они сливаются с такими же зонами, идущими от сосед-

них зерен. Тогда порода разбивается на обособленные одни от другого микролитоны.

Толщина микролитонов или, что то же самое, частота кливажных зон зависит от размеров обломков или зерен породы. В мелкозернистых породах интервалы между кливажными зонами измеряются десятками и сотыми долями миллиметра, тогда как в крупнообломочных песчаниках или гравелитах толщина микролитонов гораздо больше. На связь толщины микролитонов с размером зерен породы указывали И. В. Кириллова [4], С. Йошида [12], Н. Б. Лебедева [6]. От размера зерен пород зависит и наблюдаемая форма микролитонов при одном масштабе рассмотрения. В мелкозернистых породах микролитоны в поперечном сечении выглядят как тонкие длинные линзочки, ограниченные ровными протяженными зонами кливажа. С увеличением размера зерен породы микролитоны становятся более короткими, а окружающие их кливажные зоны — более извилистыми.

Расщепление или раскалывание кливажированной породы при ударе происходит по поверхностям, проходящим по кливажным зонам, причем чем более совершенно выражен кливаж, т. е. чем более протяженны кливажные зоны и чем ближе эти зоны отстоят одна от другой, тем легче раскалывается порода на пластинки и тем тоньше выкалываемые пластинки.

Степень совершенства кливажа и соответственно степень расщепляемости пород зависит главным образом от зернистости (от размера зерен в породе). Обычно расщепляемость более совершенна в мелкозернистых породах, так как в них кливажные зоны, рассекая всю породу, расположены очень близко одна к другой, и порода может быть расколота или расщеплена на очень тонкие пластинки. Неровности на поверхности раскола сглаживаются микроскопическим размером обломочных зерен, поэтому поверхности раскола в таких породах макроскопически кажутся очень ровными и гладкими. Крупнозернистые породы раскалываются на более грубые пластины, так как кливаж в таких породах часто бывает образован короткими разобобщенными зонами, обтекающими крупные зерна. На поверхности раскола здесь уже более ощущаются неровности. Тем не менее микроскопическое изучение при больших увеличениях тонкого кливажа в мелкозернистых породах типа алевролитов и грубого — в песчаниках и гравелитах показывает, что морфологически они ничем не отличаются один от другого.

Причина расщепляемости кливажированных пород заключается в том, что кливажные зоны являются потенциально ослабленными зонами, по которым порода при ударе раскалывается легче, чем по другим направлениям. Эти зоны более легко поддаются выветриванию, в результате чего выветрелые кливажированные породы легко расщепляются на пластинки. Ослабленный характер кливажных зон связан, видимо, с их минеральным составом (глинистые и слюдяные минералы, тонкодисперсная органика), а также с очень мелким размером слагающих их минералов.

Третий тип плоскостной микротекстуры развит исключительно в породах, уже ранее имевших анизотропное строение: в сланцеватых породах, реже в породах, содержащих хорошо выраженный кливаж зернистых пород.

При наблюдении такой микротекстуры под микроскопом можно видеть, что плоскости ранней текстуры (сланцеватости или кливажа зернистых пород) смяты в микроскопические складочки (микрорючатость) или микрофлексур. Крылья вложенных одна в другую микроскладочек или смыкающие крылья расположенных одна над другой микрофлексур формируют обычно прямолинейные зоны, причем выраженность этих волн тем лучше, чем круче наклонены крылья микроскладочек или смыкающие крылья микрофлексур. Такие зоны разбивают породу на полосы или линзочки, в которых заключены замки микроскладочек или пологие крылья микрофлексур. Минеральный состав и строение выделяемых зон и ограниченных ими линзочек различны. Если

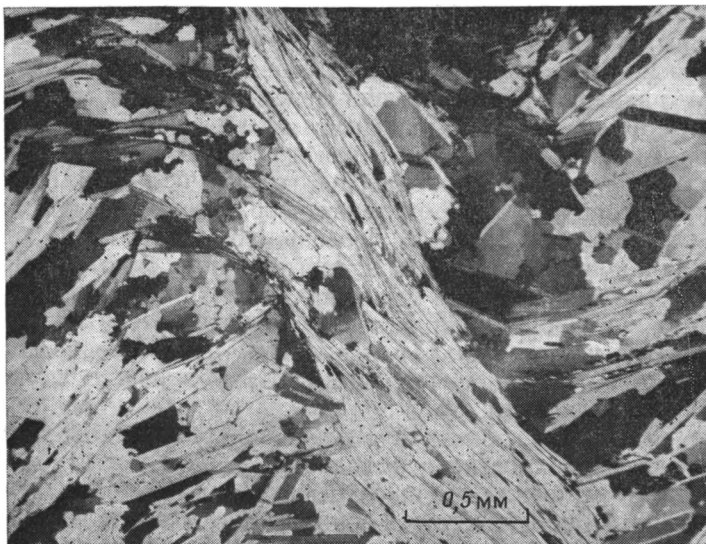


Рис. 3. Внутреннее строение зоны крыла микроскладки. Никели скрещены. Чешуйки слюды внутри зоны ориентированы параллельно одна другой, но под острым углом к ориентировке самой зоны

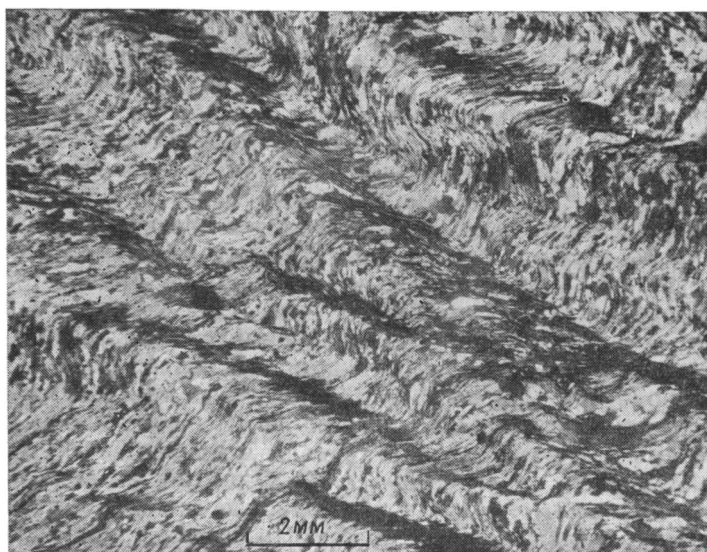


Рис. 4. Кливаж плейчатоности. Никели скрещены. Видно строение зон кливажа и микролитонов

ранней микротекстурой является сланцеватость, то параллельные зоны крыльев микроскладочек и микрофлексур сложены пластинчатыми минералами, чешуйки которых ориентированы параллельно одна другой, но под острым углом к протяженности самих зон (рис. 3). Если ранней микротекстурой является кливаж зернистых пород, то параллельные зоны как бы «обрезают» раннюю текстуру под большим углом (от 45 до 90°). Внутреннее строение таких зон аналогично строению кливажных зон кливажа зернистых пород. Характерной особенностью описываемых зон является практически полное отсутствие в них таких минералов, как кварц, кальцит, полевые шпаты. Создается впечатление, что эти минералы «выжаты» с крыльев микроскладок в их замки. Зоны крыльев практически полностью сложены чешуйками слюд, мелкими

зернышками рудных минералов и микродисперсной органикой (гумусом).

Минеральный состав линзочек, заключенных между зонами, отображает собственно минеральный состав пород. В линзочках наблюдаются реликты ранней текстуры, образующей либо замки микроскладочек, либо пологие крылья микрофлексур. По отношению к зонам крыльев линзочки всегда обогащены кварцем, кальцитом, полевыми шпатами.

Описанный тип плоскостной микротекстуры мы предлагаем обозначать термином «кливаж сланцеватых пород» или «кливаж плейчатости» (рис. 4), параллельные зоны крыльев микроскладочек — кливажными зонами, а ограниченные кливажными зонами линзочки — микролитами. Кливаж плейчатости — плоскостная микротекстура, сложенная плоскопараллельным расположением в породе зон, сформированных крыльями микроскладочек или смыкающимися крыльями микрофлексур, в которые смята ранняя плоскостная микротекстура.

Таким образом, по отношению к ранней текстуре (сланцеватости или кливажу) кливаж плейчатости всегда является наложенной текстурой (вторым кливажем). Основными элементами строения кливажа плейчатости, так же как и кливажа зернистых пород, являются кливажные зоны и микролитоны. Это позволяет дать для обоих типов микротекстур общее «родовое» название — кливаж. Однако внутреннее строение кливажных зон и микролитонов двух «видов» кливажа резко различно.

Соотношение толщины кливажных зон и микролитонов при кливаже плейчатости может быть различным, но в большинстве случаев микролитоны в несколько раз толще кливажных зон.

Раскалывание породы, содержащей кливаж плейчатости, на пластинки происходит по поверхностям, происходящим по кливажным зонам. Эти зоны являются ослабленными участками породы, так как они сложены слоистыми минералами, легко раскалывающимися по плоскостям спайности.

Таким образом, морфологическое различие плоскостных микротектур, которые мы называем сланцеватостью и кливажем, очевидно. Оно заключается в различии элементов, слагающих микротекстуру. В сланцеватости такими элементами являются плоские минеральные зерна, а в кливаже — уплощенные минеральные агрегаты, называемые кливажными зонами. Эти агрегаты (кливажные зоны) характеризуются определенным минеральным составом: по отношению к минеральному составу вмещающих их пород они всегда резко обогащены глинистыми минералами, слюдами, мелкодисперсным рудным минералом и органикой и обеднены кварцем, карбонатными минералами и полевыми шпатами.

В заключение отметим, что кливаж и сланцеватость являются членами одного морфологического ряда. Эти микротекстуры в процессе структурно-метаморфической эволюции пород могут замещать одна другую. Суммируя наблюдения над сочетанием в породах различных плоскостных текстур, можно отметить, что текстура, которую мы называем кливажем зернистых пород, является всегда первой плоскостной микротекстурой. Кливаж плейчатости, напротив, всегда наложенная микротекстура, перерабатывающая ранее развитые в породе сланцеватость или кливаж. Сланцеватость может быть как первой микротекстурой в породах глинистого ряда, так и микротекстурой, наследующей ранее сформировавшийся кливаж обоих морфологических типов.

Литература

1. Белевцев Я. Н., Тохтуев Г. В. Кливаж как особая форма микротектонических структур и его практическое и теоретическое значение//Проблемы тектонофизики. М.: Госгеолтехиздат, 1960. С. 235—246.
2. Белоусов В. В. Структурная геология. М.: Изд-во МГУ, 1971. 277 с.
3. Гончаров М. А. Кливаж//Очерки структурной геологии сложно дислоцированных толщ. М.: Недра, 1970. С. 73—101.

4. *Кириллова И. В.* Кливаж как показатель характера движения вещества в процессе развития складчатости//Складчатые деформации земной коры, их типы и механизм образования. М.: Наука, 1962. С. 78—109.
5. *Косыгин Ю. А.* Тектоника. М.: Недра, 1969. 616 с.
6. *Лебедева Н. Б.* Роль неоднородностей горных пород в процессе образования кливажа//Геотектоника. 1976. № 2. С. 31—43.
7. *Михайлов А. Е.* Кливаж в верхнедевонских и нижнекаменноугольных отложениях Атасуйского района (западная часть Центрального Казахстана)//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1957 № 2. С. 42—54.
8. Atlas of deformational and metamorphic rock fabrics. Berlin; Heidelberg; New York, 1982. 551 p.
9. *Bakewell R.* An introduction to geology, 2-nd ed. London: Harding, 1815. 492 p.
10. *Chidester A. H.* Petrology and geochemistry of selected talcbearing ultramafic rocks and adjacent country rocks central Vermont//U. S. Geol. Survey Prof. 1962. Paper 345. 207 p.
11. *Holcombe R. J.* Microprobe analysis of a slaty cleavage lamella//Atlas of deformational and metamorphic rock fabrics. Berlin; Heidelberg, 1982. P. 252—253.
12. *Joshida S.* Structural analysis of the paleozoic system in northeastern Tamba Mountainous district, with special reference to fold and cleavage//Jap. J. Geol. and Geogr. 1969. V. XL. N 2—4. P. 25—40.
13. *Leith C. K.* Rock cleavage//U. S. Geol. Surv. Bull. 1905. V. 239. 216 p.
14. *Powell C. McA.* A morphological classification of rock cleavage//Tectonophysics. 1979. V. 58. P. 21—34.
15. *Sedgwick A.* On the structure of large mineral masses//Geol. Soc. (London); Trans. 1835. Ser. 2, 3. P. 461—486.
16. *Van Hise C. R.* Deformation of rocks//J. Geol. 1896. V. 4. P. 449—483.
17. *Whitten E. H. T.* Structural Geology of Folded Rocks. Chicago: Rand McNally, 1966. 663 p.

Геологический факультет
МГУ

Поступила в редакцию
26.V.1986

УДК 551.24(261/264)

МАЗАРОВИЧ А. О.

**ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ОСТРОВОВ ЗЕЛЕННОГО МЫСА
В СТРУКТУРЕ ВОСТОЧНОЙ АТЛАНТИКИ**

Острова Зеленого Мыса расположены в пределах тектонической зоны Зеленого Мыса, отделенной от абиссальных плит разломами. Восточное ее ограничение совпадает с областью резкого сокращения мощности осадочных образований Западно-Африканского прогиба, западное — с зоной разломных нарушений северо-восточного простирания в районе 33—35° з. д. Возникновение тектонической зоны Зеленого Мыса в южной части обширной области кайнозойской тектономагматической активизации связано с развитием этой области и зон субширотных океанических разломов.

Тектоническое положение островов Зеленого Мыса обсуждается в литературе уже на протяжении полувека. Еще в 30-е годы Р. Штауб [6] опубликовал представления, согласно которым архипелаг представляет собой сегмент средиземноморских цепей, резко отклоненный внутренним североатлантическим массивом. Позже Г. Штилле предполагал, что в фундаменте островов можно видеть варисцийские складки, аналогичные марокканским. В 70-х годах высказывалось предположение, что «район океанического дна, называемый возвышенностью островов Зеленого Мыса, заключен... внутри двух крупных разломов, направленных под углом друг к другу. Дно океана все более приподнимается по мере сближения разломов и в районе их схождения выступает на поверхность двумя грядами вулканических островов, отмечающих борта поднятия» [2, с. 327]. На Тектонической карте Мира [5] архипелаг трактуется как вулканическое сооружение олигоцен-миоценового возраста. В последние годы многие рассматривают острова Зеленого Мыса как след горячей точки [13 и др.].

Однако эти предположения имеют существенный недостаток — они не учитывают региональной геологической обстановки на востоке приэкваториальной Атлантики. Автор попытается восполнить этот пробел, основываясь на геологических материалах, полученных экспедицией Геологического института АН СССР на территории Республики Кабо Верде в 1983—1986 гг., дешифрировании батиметрической карты ГЕБКО [16], опубликованных данных по батиметрии и геофизике региона.

**ОСНОВНЫЕ ГЕОМОРФОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ И ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ
ОСОБЕННОСТИ ОСТРОВОВ ЗЕЛЕННОГО МЫСА И ПРИЛЕГАЮЩИХ
РЕГИОНОВ**

Архипелаг островов Зеленого Мыса (4033 км²) состоит из 18 островов, удаленных примерно на 450 км от побережья Сенегала (24,5—17,5° с. ш. и 22,2—25,5° з. д.). Он расположен (рис. 1) в пределах подводной возвышенности Зеленого Мыса субширотного простирания, оконечной изобатой 4000 м. По изобате 2500 м архипелаг разделен на три части: северо-западную (острова Санту-Антан, Сан-Николау и Сан-Висенти), восточную (Сал, Боавишта, Маю) и юго-западную (Фогу, Брава). В районе имеется несколько подводных гор (Маю, Зеленого Мыса, Боавишта и др.), вершины которых лежат на глубинах от 80 до 2500 м. В 50 км к северо-востоку от о-ва Сал расположена гора Сенгор (глубина 302 м), которая представляет собой, по всей видимости, басмолит, прорывающий все слои осадочного чехла до неогена включительно [1]. Северо-западнее островов Зеленого Мыса расположен приподнятый от-

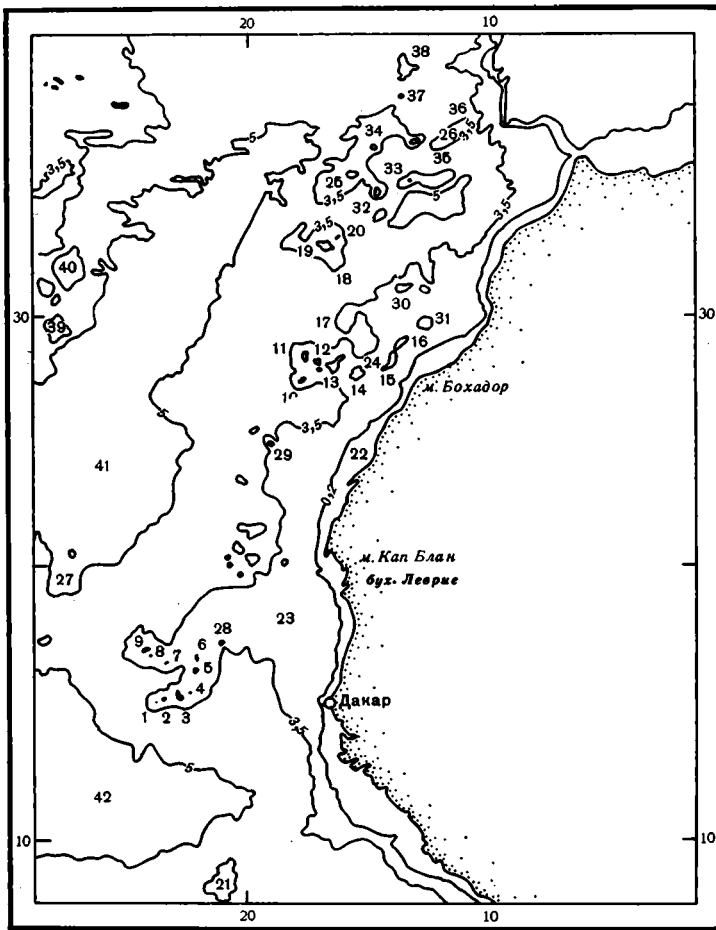


Рис. 1. Физиогеографическая схема восточной части Центральной Атлантики
 1—20 — острова: 1 — Брава, 2 — Фогу, 3 — Сантьягу, 4 — Маю, 5 — Боавишта, 6 — Сал, 7 — Сан-Николау, 8 — Сан-Висенти, 9 — Санту-Антан, 10 — Иерро, 11 — Ла-Пальма, 12 — Ла-Гомера, 13 — Тенериф, 14 — Гран-Канария, 15 — Фуэртевентура, 16 — Лансароте, 17 — Салважеш, 18 — Десерташ, 19 — Мадейра, 20 — Порто-Санто; 21—26 — поднятия: 21 — Сьерра-Леоне, 22 — Зеленого Мыса (хребет), 23 — Зеленого Мыса (плато), 24 — Канарское, 25 — Мадейра-Торе, 26 — Горринг; 27—40 — подводные горы и банки: 27 — Кейн, 28 — Сеньор, 29 — Эндевор, 30 — Дасия, 31 — Консепсион, 32 — Сен, 33 — Ампер, 34 — Жозефин, 35 — Геттисберг, 36 — Ормонде, 37 — Ангор, 38 — Торе, 39 — Грейт-Метеор, 40 — Круизер; 41—42 — глубоководные котловины: 41 — Канарская, 42 — Зеленого Мыса. Изолинии — глубины, м

носителю абиссальных котловин участок океанического дна, для которого характерны субмеридиональные депрессии и хребты. На 18° с. ш. поднятие осложняется субширотной долиной с глубинами от 4100 до 4500 м, южнее которой расположены две подводные горы (Безымьянная и Крылова). Сложнорасчлененный рельеф прослеживается вплоть до 34° з. д., сменяясь западнее океаническим дном с грядами, осложненными субширотными долинами. Сами гряды разделены многочисленными субмеридиональными депрессиями.

На севере и юге возвышенность граничит с абиссальными котловинами — Северо-Африканской (Канарской) и Зеленого Мыса (Гамбия) соответственно, с глубинами, превышающими 5000 м. В юго-западной части первой установлены депрессии, удлиненные в северо-западном и северо-восточном направлениях, с глубинами до 6000 м. Для второй котловины характерны отрицательные формы рельефа субширотного простираения, исчезающие в районе 30° з. д. На востоке через плато Зеленого Мыса, поднятие островов Зеленого Мыса сочленяется с континентальным подножием Северо-Западной Африки.

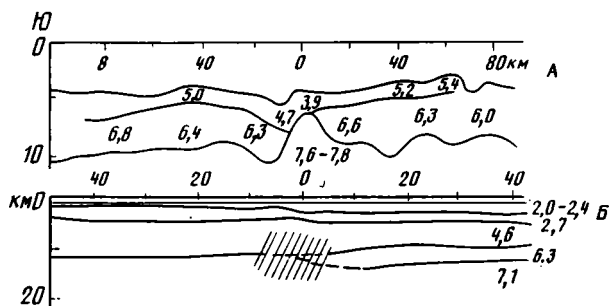


Рис. 2. Геофизические разрезы (А, Б) в районе разлома Кейн [10] и его вероятного продолжения [23]. Штриховка на нижнем профиле — предполагаемое продолжение разлома. Цифры — скорости сейсмических волн, км/с

Острова Зеленого Мыса расположены западнее зоны спокойного магнитного поля, что обычно трактуется как доказательство океанического характера их основания. Сейсмические исследования показали отличия в глубинном строении подводного поднятия как от шельфа Мавритании, так и от прилегающих глубоководных котловин. В районе островов Зеленого Мыса выделены осадки, местами мощностью до 3 км, а также слои со скоростями сейсмических волн 4,4—4,8, 6,3—6,6 и 7,9—8,1 км/с (рис. 2, А, Б). Вторые интерпретируются либо как габброиды [10], либо как базальты второго слоя, протрудированные в неогене габброидами [24]. Глубина залегания поверхности Мохоровичича (М), по данным ГСЗ [10], составляет 16—17 км для о-ва Сан-Николау и 18 км для Боавишта. Поверхность М постепенно повышается, таким образом, к востоку примерно на 2 км. Внутри архипелага, между островами Маю и Сантьягу, проходит субмеридиональная граница ровного и неровного акустического фундамента [20]. Считается, что границы такого рода маркируют изменение скорости спрединга в срединно-океаническом хребте.

Использование измерений со спутников «Геот-4» и «Сисат» позволило сделать заключение о том, что поднятие Зеленого Мыса, вероятно, сопровождается утонением литосферы [21]. Подсчет нагрузки островов [25] Зеленого Мыса на поднятие показал, что мощность упругой части коры составляет здесь 15 ± 3 км, что примерно вдвое меньше, чем для океанической коры с возрастом в 130 млн. лет. На этой основе был сделан вывод, что литосфера рассматриваемого региона подстиляется термически разуплотненной средой. В районе поднятия островов Зеленого Мыса было проведено [9] около 200 измерений теплового потока, которые свидетельствуют о его увеличении на 16 ± 4 мВт/м² при переходе от абиссальной котловины ($45,5 \pm 3,4$ мВт/м²) к поднятию. Эти данные были интерпретированы как свидетельство подъема термального диапира.

Южнее и севернее восточной части океанического поднятия развиты линейные магнитные аномалии М-1 (115 млн. лет) и М-22/23 (145 млн. лет), которые не прослеживаются непосредственно в его пределах. В котловинах исчезает характерный для архипелага слой со скоростями 6,3—6,6 км/с. Глубина фундамента оценивается в 8 с и более, а в пределах поднятия — в 7 с. Сейсмические исследования показывают, что в пределах описываемого подводного поднятия имеются выступы акустического фундамента [22].

Аномалии гравитационного поля в редукции Буге (+200—350 мГал) вытягиваются в районе архипелага в субширотном направлении, в свободном воздухе — приурочены только к островам, достигая тех же значений. Область подводного поднятия четко выделяется на радарных картах, составленных с искусственных спутников Земли. В абсолютных значениях аномалии геоида достигают 6—7 м [12].

Таким образом, геоморфологические и геофизические данные указывают на значительные отличия в строении внутриокеанического поднятия островов Зеленого Мыса от окружающих районов.

Коснемся геологических особенностей архипелага и окружающих акваторий по данным глубоководного бурения [17] и наземных наблюдений, выполненных экспедицией ГИН АН СССР, а также [18, 19].

Наиболее древние на территории Республики Кабо Верде верхнеюрские — нижнеэокомские образования, обнаженные на о-ве Маю (200—300 м), представлены пиллоу-лавами, гиадокластитами с линзами кремнистых и карбонатных пород. Эта толща надстраивается эокомскими известняками с прослоями и конкрециями кремнистых пород серого цвета (300—350 м). Выше располагаются пестроцветные карбонатно-терригенно-кремнистые образования апт-альбского возраста (100—150 м). На севере о-ва Маю мезозойский разрез венчается сеноман-туронскими агломератами, туфами, туфолесчаниками с линзами известняков (200 м). В целом мощность мезозоя достигает 700—800 м.

В позднеэокомское (?) — палеогеновое время на всей территории архипелага происходило внедрение массивов пироксенитов, габброидов, эссекситов, сиенитов и монзонитов. При этом рои даек имели преимущественно северо-западные или северо-восточные простирания (возраст¹ 20 млн. лет для о-ва Маю [19]). Эти образования в свою очередь прорваны сложными построенными дайково-силловыми комплексами фенолитов, муджиеритов, анкарамитов, пикритов, карбонатитов, массивами фонолитов и карбонатитов. После их внедрения 6—7 млн. лет назад [19] в районе о-ва Маю произошло надвигание юрско-позднеэокомских образований острова в юго-западном направлении в виде тонких тектонических чешуй на позднеюрские — альбские образования и магматические породы. Со временем внедрения интрузий и образования надвигов совпадает этап подъема островов.

На островном этапе развития практически в пределах всего архипелага формировались комплексы лав, агломератов, реже туфов анкарамитов, анкаратритов и муджиеритов, образовавших на некоторых островах полого (5—15°) наклоненные в разные стороны моноклинали. Эти породы прорываются дайками и силлами сходного состава, интенсивность проявления которых уменьшается вверх по разрезу. Для данного комплекса о-ва Маю получены возрастные датировки 7 млн. лет и моложе [19]. На некоторых островах после образования упомянутых комплексов происходило внедрение фонолитов, карбонатитов или излияние пикритов. В четвертичное время на всех островах архипелага образовались калькаренитовые горизонты, а затем и многочисленные вулканические постройки центрального типа, которые нередко вытягиваются в протяженные цепи субширотного простирания (например, на о-ве Сан-Николау). Подъем островов в новейшее время составил от 50 до 300 м [18].

Глубоководная скв. 367 располагается юго-восточнее островов Зеленого Мыса на глубине 4748 м. В забое (1153 м) были пробурены базальты, которые считаются кровлей океанического фундамента позднеюрского возраста. Базальные части осадочной части разреза представлены оксфорд-кимериджскими красными аргиллитизированными известняками, которые перекрываются титон-эокомскими тонкослоистыми мраморами и светло-серыми известняками с общей мощностью несколько более 200 м. Указывается, что пробуренные породы сходны с отложениями «аммонитико росс» Средиземноморского пояса, а в более узком, региональном смысле — с породами о-ва Маю. Разрез надстраивается баррем-нижнеаптскими пестрыми алевролитами (80 м), выше которых расположены верхнеаптские — сеноманские черные глинистые сланцы, мощностью до 180 м. Более верхние части представлены верхнеэокомскими — палеогеновыми (?) пестрыми кремнистыми илами (270 м), эокомскими цеоли-

¹ Здесь и далее абсолютный возраст был определен К-Аг-методом.

товыми глинами с прослоями песчаников и миоцен-плейстоценовыми образованиями (90 м).

Скважина 368 пробурена северо-восточнее о-ва Сал на глубине 3366 м. В ее нижней части вскрыты альб-туронские черные глинистые сланцы, прорванные диабазовым силлом мощностью в 12,5 м миоценового возраста (19 млн. лет). Мощность осадочной пачки 50 м. Она надстраивается верхнемеловыми — палеогеновыми алевролитами, в верхах которых имеются прослои кремней и порцелланитов. Мощность 700 м. Разрез завершается миоцен-голоценовыми наннофоссиловыми и кремнистыми илами, мощность которых составляет 250 м.

Приведенные данные свидетельствуют о том, что в геологическом отношении острова отличны от прилегающих участков морского дна: здесь отмечаются несколько повышенная мощность верхнеюрских — нижнемеловых комплексов, отсутствие кайнозойских глубоководных пор, присутствие в разрезах верхнего мела туфогенных образований, наличие интенсивных дореднемиоценовых дислокаций, несколько большая мощность коры, широкое развитие разнообразных щелочных интрузивных и эффузивных пород. Эти данные позволяют сделать заключение о существовании в районе поднятия Зеленого Мыса тектонической зоны со специфической структурой и историей геологического развития.

СООТНОШЕНИЕ ПОДНЯТИЯ ЗЕЛЕННОГО МЫСА С СОПРЕДЕЛЬНЫМИ СТРУКТУРАМИ АТЛАНТИКИ

В пределах Атлантического океана установлены крупные разломы субширотного простирания, которые хорошо выражены в пределах срединно-океанического хребта. Напомним [3], что здесь они трассируются по узким (30—80 км) протяженным (до 300 км и более) депрессиям, выполненным маломощными осадочными образованиями четвертичного возраста. Геофизические исследования показывают, что эти структуры могут проследиваться до глубин 11 км. Для ряда из них (Кейн, Ошеаногрофер и др.) установлена резко утоненная кора (3—4 км). Установлено, что некоторые разломы влияют на характер гравитационных полей и разделяют блоки коры с базальтами, которые имеют разные изотопные соотношения стронция и распределение гигромагмафильных элементов. Смещения рифтовых долин по разломам свидетельствуют о присутствии сдвиговой компоненты, кроме которой есть свидетельства вертикальных разнонаправленных крупноамплитудных перемещений блоков океанической коры.

В последние годы разломы прослежены далеко за пределы Срединно-Атлантического хребта, достигая, а в ряде мест и проникая в континентальную кору обрамления океана. В частности, в пределах Канарской абиссальной котловины установлены разломные структуры, которые прослежены до континентального склона включительно. Рассмотрим строение разлома Кейн, хорошо изученного в последнее время [11]. Он пересекает Срединно-Атлантический хребет, смещая центральную рифтовую долину на 160 км. В районе 39° з. д. разлом отклоняется на северо-восток, а восточнее 32—34° з. д. — к юго-востоку, т. е. к поднятию Зеленого Мыса. Точных данных о его дальнейшем простирании нет. Однако опубликованный геофизический профиль [24] западнее бухты Лаврие дает возможность предполагать здесь флексуру с опущенным северным крылом над погребенным разломом (см. рис. 2, А, Б). Тем самым реальным представляется разломный характер северной границы зоны поднятия Зеленого Мыса, заложение которой происходило, видимо, на рубеже среднего и позднего эоцена.

Образование разломных структур в краевых частях океана, их активное развитие, судя по влиянию на распределение осадков на востоке Атлантики [22], происходило в разное время, начиная с поздних этапов раннего мезозоя до позднего эоцена включительно. На опубликованной карте [22] изопакит отложений послесреднеэоценового возраста в районе 19° с. ш. отчетливо видно, что уже в это время северо-восточнее остро-

вов Зеленого Мыса существовало поднятие, соответствующее современному одноименному плато. Наземные наблюдения показывают, что разломные зоны контролировали внедрение интрузивных комплексов в зоне современного поднятия Зеленого Мыса. Их становление приходится на послетурунское — досреднемиоценовое время. Развитие субширотных разломов в районе островов продолжалось и на более поздних этапах. С большой степенью определенности можно говорить о четвертичном времени. На это указывает простираение северной и южной ветвей архи-

Таблица
Магматическая активизация на востоке
Центральной Атлантики

Возраст	Мил. лет					
	32,3	25	16,8	11,8	5,4	3,4
	P ₃ ¹⁺²	P ₃ ³	N ₁ ¹	N ₁ ²	N ₁ ³	N ₁ ¹
Фуэтевентура						
Лансароте						
Тенериф						
Гран Канария						
Гомера						
Селваженш Гранде						
Мадейра						
Порто Санто						
Маю						
гора Жозефин						
банка Ормонде						
гора Грейт Метвар						
Эр-Риш						
Дакар						
плато Мазаган						
мыс Баддар						

Примечание. Сплошная и пунктирная линии — магматизм (сплошная линия — максимальное развитие). Сплошная линия с берг-штрихом вверх — подъем, с берг-штрихом вниз — опускание. Волнистая линия — оползневые процессы.

пелага, расположение здесь вулканических построек. Кроме этого, данные магнитометрии [23] показывают, что в пределах близлежащих акваторий отмечаются левосдвиговые смещения полосовых магнитных аномалий. В частности, такие зоны фиксируются южнее скв. 368, между островами Маю и Сал, севернее скв. 367.

Вместе с тем было бы, очевидно, неверным сводить все геологические особенности поднятия Зеленого Мыса, включая острова, только к действию океанических разломов, несмотря на то, что их роль в развитии региона была значительна. Для этого необходимо проанализировать некоторые геологические события в более северных частях Атлантического океана. Здесь, между 17 и 40° с. ш., расположены (см. рис. 1) архипелаги островов Мадейра, Канарских, Селвеженш, подводные поднятия, подводные горы или их группы.

Характерной чертой этой области Атлантического океана являются активные магматические события, которые начались и импульсивно продолжались в течение всего кайнозойского времени (таблица).

В пределах подводного поднятия Мадейра-Торе (32—37° с. ш.) расположены острова Мадейра, Десертас и Порто Санто.

Древнейшими комплексами о-ва Мадейра являются преимущественно туфы и вулканические брекчии с трахитовыми потоками и сиенитовыми интрузиями. Верхи разреза слагаются щелочно-оливиновыми базальтами позднемиоценового возраста, которые несогласно прорывают древний комплекс, точное время образования которого неизвестно [7]. Высота подъема о-ва Мадейра за четвертичное время составила около 350—400 м [7, 18].

Остров Порто Санто [15, 18] расположен в 45 км к северо-востоку

от Мадейры. Он сложен древними трахитовыми сериями и гавайитами. Отмечается, что большинство пород сформировалось в среднем миоцене между 12,5 и 13,8 млн. лет. Время основного подъема района — 11,2—12,4 млн. лет. В четвертичное время морские осадки были подняты на высоту до 350 м над уровнем моря.

Подводная гора Жозефин, расположенная в 600 км к север — северо-востоку от Мадейры, слагается лавами с возрастом 8—13 млн. лет [15].

В целом отмечается [15], что эпохой наиболее интенсивного магматизма в пределах хр. Тор-Мадейра является средний миоцен.

Древний фундамент островов Селвеженш [12], расположенных севернее о-ва Тенерифе (Канарские острова), слагается фонолитами, нефелинитами и вулканическими брекчиями, прорванными базальтовыми дайками. Здесь же были обнаружены известняки олигоценового или ранне-среднемиоценового возраста. Дайки имеют северо-восточные и северо-западные простирания. На следующем этапе сформировались толщи туфов и лав базанитов. Наиболее древние, мезозойские породы Канарских островов обнажены на о-ве Фуэртевентура [19]. Они прорваны комплексом дайка в дайке и интрузивными образованиями, которые известны, кроме указанного острова на Ла-Гомере и Ла-Пальме [14]. Дайки базальтов-анкарармитов имеют возраст от 12 до 22 млн. лет [19], по другим данным — $20,7 \pm 0,4$ — $12,0 \pm 3$ [14]. Они тесно связаны с интрузивным комплексом основных пород (38,6—18,4 или 19,5—17,2 млн. лет [14]), который прорван сиенитовыми кольцевыми интрузиями (18 ± 10 млн. лет). Комплекс основания с угловым несогласием перекрыт базальтовыми сериями, древнейшие из которых имеют возраст в 16,6 млн. лет. Отмечается, что наиболее интенсивный вулканизм на о-ве Фуэртевентура проявлялся 24—17 млн. лет назад, на Ла-Пальме — 3,5—0,5 млн. лет.

Северо-восточнее о-ва Лансароте расположена подводная гора Консепсион, представляющая собой тектонический блок, над которым отмечаются интенсивные положительные аномалии магнитного поля. Считается, что это выступ фундамента, аналогичного о-ву Фуэртевентура [1]. Вместе с тем указывается, что в районе не исключены и магматические образования кайнозойского возраста.

Таким образом, формирование поднятий в рассматриваемой части Атлантического океана происходило в пределах крупной области (Зеленомысско-Иберийская) океанического дна, простирающейся с севера на юг вдоль побережья Африки от хр. Мадейра-Торе до поднятия Зеленого Мыса. Здесь в кайнозое устанавливается несколько (условно — четыре) фаз магматизма: позднеэоцен-среднемиоценовая, ранне-среднемиоценовая, раннемиоцен-раннеплиоценовая и миоцен-четвертичная. Во время первых двух происходило внедрение интрузивных пород и силлово-дайковых комплексов и отчасти эффузивов. После этих событий в основном в позднемиоценовое время начали формироваться эффузивные комплексы, образование которых импульсивно продолжалось в четвертичном периоде и продолжается вплоть до настоящего времени. Видимо, не случайно Зеленомысско-Иберийская область по своему распространению довольно точно совпадает с северной и южной границами северо-западно-африканских прогибов, при этом максимальной ширине Сенегальского бассейна соответствует максимальная ширина области кайнозойской активизации. Учитывая это обстоятельство, можно предположить, что в кайнозойское время развитие прогибов и вулканотектонических поднятий было обусловлено едиными глубинными процессами. Такому заключению не противоречат факты проявлений тектонических и магматических процессов в районах впадин Аюн-Тарфая и Сенегальской. В последней в районе Дакар — Рюфиск — Тиес со среднего миоцена вплоть до четвертичного периода отмечалась интенсивная вулканическая деятельность (вулканы Мамель близ Дакара, лавовый поток Зеленого Мыса, дайки, некки). Ряд силлов и даек, видимо, этого же возраста, был пробурен и в других районах Сенегальского осадочного бассейна [4].

В раннем — позднем миоцене карбонатные мезозойские толщи платформы наклонились в сторону плато Мазаган; в позднем олигоцене — среднем миоцене — оползневые процессы в районе мыса Бохдор [8]. В кайнозойские вулканические процессы охватили ряд мест альпийского пояса, в частности, одна из фаз щелочного магматизма (15—6 млн. лет) установлена в ЭР-Рифе. Таким образом, процессы кайнозойской активизации охватывали регионы с различными типами коры, однако их интенсивность была неодинаковой.

Вернемся к областям с океанической корой. Широкое развитие досреднемиоценовых дайковых комплексов субмеридиональной ориентировки, вытянутость хр. Мадейра-Торе в север — северо-восточном направлении и общая ориентировка области активизации, возможно, свидетельствуют о процессах растяжения коры, существовавших в этой части Атлантики, во всяком случае о ее большой проницаемости. На разных этапах кайнозойской эры существенную роль в распределении магматических продуктов играли крупные субширотные разломы. При этом состав вещества в пределах разломов в срединно-океаническом хребте (ультраосновные породы, габбро, серпентиниты, базальты) и в краевой части Атлантики (щелочные габброиды и пироксениты, сиениты, ультращелочные породы и т. п.) резко отличается. Это обстоятельство ставит под сомнение рассмотрение фланговых отрезков разломов как пассивных следов древних трансформов.

Выделяемая область кайнозойской активизации охватывает не только океаническую кору, но и континентальную. В ее пределах возможны значительные изменения состава магматических продуктов, что свидетельствует о латеральных неоднородностях глубинных частей земной коры.

ВЫВОДЫ

Острова Зеленого Мыса расположены в пределах тектонической зоны Зеленого Мыса, отделенной от зон абиссальных плит крупными разломами. Восточное ограничение Зеленомысской зоны совпадает с областью резкого сокращения мощности осадочных образований Западно-Африканского прогиба, западное — с зоной разломных нарушений северо-восточного простирания в районе 33—35° з. д. Тектоническая зона Зеленого Мыса возникла в южной части обширной области кайнозойской активизации, развитие которой в сочетании с развитием субширотных зон океанических разломов и привело к ее образованию. Активизация кайнозойского возраста охватила районы Восточной Атлантики от широты Гибралтара до южной части островов Зеленого Мыса, захватив при этом некоторые регионы Западной Африки и, возможно, восточный склон срединно-океанического хребта (подводные горы Грейт-Метеор). Вместе с тем отметим, что это заключение требует дополнительных исследований.

Литература

1. Дибнер В. Д., Геращенко Н. Н., Шувалова В. З. Геолого-геофизическая характеристика и морфоструктура подводных гор Канарской котловины//Структура земной коры Мирового океана. Калининград: КГУ, 1984. С. 91—101.
2. Кленова М. В., Лавров В. М. Геология Атлантического океана. М.: Наука, 1975. 456 с.
3. Мазарович А. О. Разломы северной части Центральной Атлантики//Геотектоника. 1986. № 4. С. 25—34.
4. Тектоника Африки. М.: Мир, 1973. 540 с.
5. Тектоническая карта Мира. Масштаб: 1 : 45 000 000. Мингео СССР. 1984.
6. Штауб Р. Механизм движений земной коры. Л.: М.: ГОНТИ, 1938. 371 с.
7. Abraches M. C., Storetvedt K. M. Palaeomagnetic evidence for the origin of Madeira//Phys. Earth Planet. Interiors. 1984. V. 34. № 3. P. 137—149.
8. Ariur M. A., von Rad U., Conrford Ch. et al. Evolution and sedimentary history of the Cape Bajador continental margin. Northwestern Africa//Init. Repts. Deep Sea Drill. Proj. 1979. V. 47. Pt. 1. Washington. D. C. P. 773—816.
9. Courtney R. C., White R. S. Anomalous heat flow and geoid across the Cape Verde Rise: evidence for dynamic support from a thermal plume in the mantle//Geophys. J. Roy. Astron. Soc. 1986. V. 87. № 3. P. 815—867.

10. *Dash B. P., Ball M. M., King G. A. et al.* Geophysical investigation of the Cape Verde archipelago//*J. geophys. res.* 1976. V. 81. № 29. P. 5249—5259.
11. *Detrick R. S. jr., Purdy G. M.* The crystal structure of the Kane fracture zone from seismic refraction studies//*J. geophys. res.* 1980. V. 85. № B7. P. 3759—3777.
12. *Dick H. J. B., Fisher R. L., Bryun W. B.* Mineralogic variability of the uppermost mantle along mid-ocean Ridges//*Earth and Planet. Sci. Lett.* 1984. V. 69. № 1. P. 88—106.
13. *Duncam R. A.* Age progressive volcanism in the New England seamouts and the opening central Atlantic ocean//*J. geophys. res.* 1984. V. 89. № B12. P. 9980—9990.
14. *Feraud G., Giannerini G., Campredon R., Stillman C. J.* Geochronology of some canarian dike swarms: contribution to the volcano-tectonic evolution of the archipelago//*J. volcanol. geothermal. res.* 1985. V. 25. № 1—2. P. 29—52.
15. *Feraud G., Schmincke H. U., Lietz J. et al.* New K-Ar ages, chemical analyses and magmatic data of rocks from the Islands of Santa Maria (Azores), Porto Santo and Madeira (Madeira archipelago) and Gran Canaria (Canary Islands)//*Bull. volcanol.* 1981. V. 44. № 3. P. 359—375.
16. General bathymetric hart of the oceans (GEBCO). 1 : 10 000 000. Ottawa: Canadian hydrographic Service, 1982.
17. *Lancelot I., Seibold E. et al.* Initial reports of the Deep Sea Drilling Project. Leg. 41. V. 41. Washington: US. Govern. Print. off. 1977. 1270 p.
18. *Mitchell-Thomé R. C.* Geology of the middle Atlantic Islands. Berlin, Stuttgart: Gebrüder Borntraeger, 1976. 382 p.
19. *Robertson A. H. F., Bernoulli D.* Stratigraphy, facies and significance of Late Mesozoic and Early Tertiary Sedimentary Rocks of Fuerteventura (Canary Islands) and Maio (Cape Verde Islands)//*Geology of the Northwest African Continental Margin.* Springer Verlag, 1982. P. 498—525.
20. *Sundrick M., Larson R. L., Detrick R. S.* Rough-smooth basement boundary in the western North-Atlantic basin: evidence for a sea floor-spreading origin//*Geology.* 1984. V. 12. № 12. P. 31—34.
21. *Turcotte D. L., Harris R. A.* Relationship between the oceanic geoid and the structure of the oceanic lithosphere//*Mar. Geophys. Res.* 1984. V. 7. № 1—2. P. 177—190.
22. *Uchupi E., Emery K. O., Bowin L. O., Phillips J. D.* Continental margin off western Africa: Senegal to Portugal//*AAPG Bull.* 1976. V. 60. № 5. P. 809—878.
23. *Van der Linder W. J. M.* The crystal structure and evolution of the continental margin off Senegal and the Gambia from total-intensity magnetic anomalies//*Geol. Mijnbouw.* 1981. V. 60. № 2. P. 257—266.
24. *Weigel W., Wissmann G., Goldflam P.* Deep Seismic Structure (Mauritania and Central Morocco)//*Geology of the Northwest African Continental Margin.* Springer-Verlag, 1982. P. 132—159.
25. *Young R., Hill I. A.* An estimate of the effective elastic thickness of the Cape Verde Rise//*J. geophys. res.* 1986. V. 91. № B5. P. 4854—4866.

Геологический институт
АН СССР,
Москва

Поступила в редакцию
15.IV.1987

УДК 551.244.3(470.4)

И Ш У Т И Н В. В.

МЕЗЕНСКО-КАСПИЙСКАЯ РИФТОГЕННАЯ СИСТЕМА И ЕЕ СТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ В ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ РУССКОЙ ПЛИТЫ

В статье рассматривается история геологического развития восточной части Русской плиты с позиций латерального перемещения блоков земной коры, обусловленных процессами рифтогенеза. В ней впервые предпринята попытка выделения рифтогенной системы планетарного масштаба, простирающейся от Белого моря до Альпийско-Гималайского горно-складчатого пояса. Ей соответствует линейная зона прогиба, отчетливо выделяющаяся в рельефе поверхности докембрийского фундамента и имеющая аномальный характер строения поверхности Мохоровичича. С рифтогенной системой теснейшим образом связано формирование огромной области прогибания на востоке Русской плиты, которая содержит наибольшие запасы углеводородов.

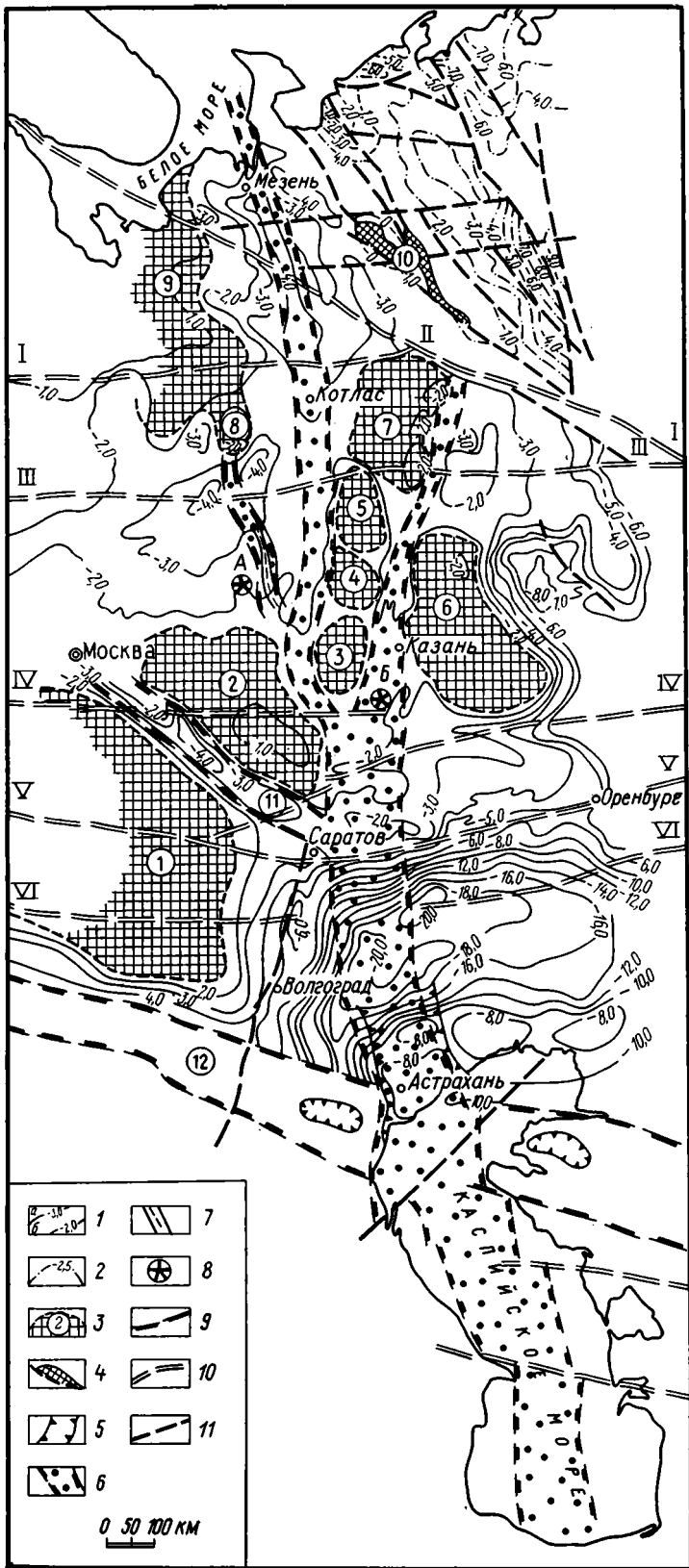
Наиболее ранние представления о глубинном строении Русской плиты принадлежат А. П. Карпинскому [7]. Им впервые в пределах ее восточной части была отмечена огромная, вытянутая в меридиональном направлении область опускания, названная позже А. Д. Архангельским [1] Восточно-Русской впадиной. В конце 40-х годов на востоке Русской плиты Н. С. Шатским [15] была выделена меридиональная зона глубинных дислокаций, ограничивающая с востока область высокого стояния кристаллического фундамента. В его понимании эта зона представляет собой крупнейшую систему флексурообразных перегибов меридионального простиранья, которая длительное время определяла структурный план восточной части Русской плиты. Развивая эти взгляды, В. Е. Хаин [14] впоследствии пришел к выводу, что система разломов, входящих в состав Каспийского поперечного пояса, влияние которого Н. С. Шатский [15] улавливал на территории Русской плиты, ограничивает также восточные периклинали Большого и Малого Кавказа и уходит к югу, пересекая складчатые сооружения Альпийско-Гималайского пояса.

Значительно позже, в начале 80-х годов, справедливость взглядов Н. С. Шатского была подтверждена результатами исследований В. А. Буша [3], который на основании дешифрирования космических снимков и привлечения новейших геолого-геофизических данных выделил Транскавказский линеамент, фрагменты которого практически совпадают с зоной меридиональных дислокаций Н. С. Шатского. По мнению В. А. Буша, Транскавказский линеамент в пределах восточной части Восточно-Европейской платформы характеризуется преимущественно флексурно-сбросовыми дислокациями, образовавшимися в конце палеозоя и проявившимися в мезозое и кайнозое. Выделенная им структура прослеживается в меридиональном направлении от п-ова Канин на севере до Иранского нагорья на юге. Транскавказский линеамент, по его мнению, состоит из целого ряда звеньев, обладающих единым меридиональным простираньем. Наиболее северным из них является Мезенский линеамент, пространственно совпадающий с Нижнепинежским прогибом. Южнее располагается линеамент Ветлуги, простиранье которого совпадает с меридиональными складками, отчетливо выраженными в платформенном чехле. К его южной части примыкает линеамент Свяги, ограничивающий восточный склон Токмовского свода. На широте г. Саратова рассматриваемая система линеаментов разделяется на две ветви. Западная из них продолжается в направлении Уметовско-Линевского ав-

лакогена, трассируясь до предгорий Кавказа, а восточная ветвь через оз. Эльтон продолжается на юг, достигая Астраханского свода.

В период между 60-ми и 80-ми годами на территории Мезенской впадины был проведен значительный объем сейсморазведочных исследований методом ГСЗ—КМПВ и бурения. Было установлено, что Мезенская впадина представляет собой крупную отрицательную структуру, простирающуюся в меридиональном направлении. На западе она ограничивается протяженной флексуобразной ступенью, совпадающей с восточным склоном Балтийского щита, а на востоке — западными склонами Коми-Пермяцкого, Косланского и, по-видимому, Вашкинского выступов фундамента. Глубина залегания докембрийского фундамента в пределах Мезенской впадины варьирует от 1,5 до 2,5 км на бортах и от 4 до 4,5 км в наиболее прогнутой ее части. Амплитуда прогиба возрастает с юга на север. Как установлено сейсмическими исследованиями, поверхность фундамента наиболее погруженной части Мезенской впадины осложнена узким линейным прогибом меридионального простираания, ограниченным системой параллельных сбросов. По отношению к геосинклинально-складчатым сооружениям фундамента, простирающимся с северо-запада на юго-восток, прогиб занимает дискордантное положение и в виде узкого грабена пересекает их, разделяя Мезенскую впадину на две относительно равные части — восточную и западную (рис. 1). Комплекс морфогенетических характеристик грабенообразного прогиба дает основание полагать, что его происхождение обусловлено рифтогенными процессами, интенсивно протекавшими в центральной части Мезенской впадины. Этот вывод опирается на ряд диагностических признаков, выявленных в процессе анализа геолого-геофизических материалов, полученных на ее территории. На сейсмическом профиле ГСЗ—КМПВ Шангалы—Тиман, пересекающем Мезенскую впадину в субширотном направлении, выявлено Уфтыюгское поднятие, расположенное в центральной части грабенообразного прогиба. Кристаллические породы фундамента здесь вскрыты скв. 271 на глубине 2656 м. В районе поднятия, по данным сейсморазведки, фиксируются аномально высокие граничные скорости ($V_r = 6,7—7,2$ км/с), типичные для магматических образований повышенной основанности. Присутствие этих пород в районе Уфтыюгского поднятия, по-видимому, связано с внедрением магматических расплавов по осевому трогу Мезенской впадины, представляющему собой узкую зону раздвига в кристаллических породах фундамента. В пределах этой зоны глубокие границы раздела, отождествляемые с поверхностью Мохоровичича и Конрада, далее обозначаемые как поверхности М и К, также свидетельствуют об аномальном составе коровых пород (рис. 2). Именно в этом районе наблюдается резкое затухание сейсмических волн и потеря корреляции сейсмического горизонта, отождествляемого с поверхностью К. Зона отсутствия указанной границы пространственно совпадает с районом Уфтыюгского поднятия. Совпадение в плане высокоскоростных, а следовательно, плотных пород фундамента с зоной отсутствия сейсмической границы, стратифицированной как поверхность «базальтового» слоя, говорит об активном проявлении в этой зоне тектономагматической деятельности, в процессе которой базальтовые расплавы по зонам раздвигов внедрялись в верхнюю часть разреза гранитно-метаморфического слоя.

Известно, что тесная связь рифтогенных систем с крупными сводовыми поднятиями является характерным признаком многих континентальных рифтов [11]. При этом установлено, что в процессе их развития сводовые поднятия превращались в области опускания или так называемые надрифтовые впадины. Аналогичным примером многоэтапного цикла развития является и рифтогенная структура, осложняющая центральную наиболее прогнутую часть Мезенской впадины. Палеотектонические реконструкции, опирающиеся на данные бурения и сейсморазведку, позволили установить, что Мезенская впадина в раннем фанерозе представляла собой неглубокий прогиб, который в позднем силуре инверсировал и до конца девона являлся крупным сводовым поднятием,



где осадконакопление не происходило. По данным скв. 271 и сейсмическим профилям, осадконакопление началось с конца позднего девона и захватило узкие, линейные зоны, совпадающие с рифтогенным прогибом, рассекающим сводовое поднятие с севера на юг. В позднедевонское время территория свода стала погружаться и превращаться в область осадконакопления.

В связи с этим становится очевидным, что заложение рифтогенного прогиба приурочено к эпохам крупных структурных перестроек, проявившихся на территории Восточно-Европейской платформы на рубеже среднего и позднего девона [1]. При этом, как установлено, большинство рифтогенных систем закладывалось и развивалось несогласно с направлением складчатых структур фундамента. Аналогичные структурные позиции занимает и меридионально ориентированный Мезенский рифтообразный прогиб, который сечет, а не наследует древние протерозойские структуры северо-западного простираения. Наблюдающееся соотношение палеорифтовой системы с геосинклинально-складчатыми сооружениями не является исключением, поскольку аналогичные примеры известны как в древних, так и в современных континентальных рифтовых системах [11].

Выделенная рифтогенная структура в виде глубокого грабена рассекает поверхность фундамента от Мезенской губы Белого моря на севере до г. Котласа на юге. Трассируясь далее на юг, она ограничивается с запада Тарногским выступом фундамента, а с востока — западным склоном Коми-Пермяцкого (Сыктывкарского) выступа фундамента. На участке Котлас — Никольск рифтогенный прогиб в структуре фундамента выражен менее четко в отличие от Мезенской впадины. Это объясняется присутствием здесь сложно построенного тектонического узла, обусловленного пересечением северо-восточных дислокаций, в частности Московской синеклизы, структурами меридионального простираения. Наиболее отчетливо зона прогиба в этом районе отражена на структурной карте, построенной по кровле верейского горизонта. Рисунок ее изогипс весьма выразительно подчеркивает меридионально ориентированную зону прогибания, охватывающую область от юго-восточного борта Московской синеклизы до Сурского прогиба.

Продолжаясь на юг, рифтогенная система соединяется с северной частью Ветлужско-Хмелевицкой депрессионной зоны, ограничиваясь на востоке западным склоном Котельнического выступа фундамента, а с запада — Ветлужским валообразным поднятием. Основанием для выделения рифтогенной структуры на этой территории также служит сочетание характерных особенностей гравитационного поля. Оно выражается в присутствии цепочек интенсивных максимумов и линейных зон высоких градиентов силы тяжести, в резкой смене простираения аномальных зон с северо-западного на меридиональное и т. д., определяющих в целом особенности внутреннего строения кристаллического фундамента. Трассируясь далее, рифтогенный прогиб пересекает с севера на юг Нестерскую впадину и своим южным продолжением сочленяется с Сурским прогибом.

Рис. 1. Схематическая тектоническая карта восточной части Русской плиты и сопредельных территорий

1 — изогипсы поверхности докембрийского кристаллического фундамента (км): а — достоверные, б — предполагаемые; 2 — изогипсы поверхности байкальского фундамента (км); 3 — выступы докембрийского фундамента (1 — Воронежский, 2 — Токмовский, 3 — Сундырский, 4 — Санчурский, 5 — Котельнический, 6 — Татарский, 7 — Сыктывкарский, 8 — Тарногский, 9 — Архангельский, 10 — Тиманский); 4 — выходы на поверхность пород байкальского фундамента; 5 — зоны выклинивания нижнего и среднего отделов палеогеновых отложений; 6 — рифтогенные структуры; 7 — зоны неотектонических опусканий; 8 — кольцевые структуры (А — Воротиловская, Б — Карлинская); 9 — глубинные разломы, сопровождающие рифтогенные структуры; 10 — глубинные разломы трансформного типа (I — Кандалакшско-Красновишерский, II — Шенкурско-Сыктывкарский, III — Ярославско-Кировский, IV — Тамбовско-Жигулевский, V — Оренбургско-Саратовский, VI — Камышинско-Актюбинский); 11 — разрывные нарушения, секущие фундамент и осадочный чехол

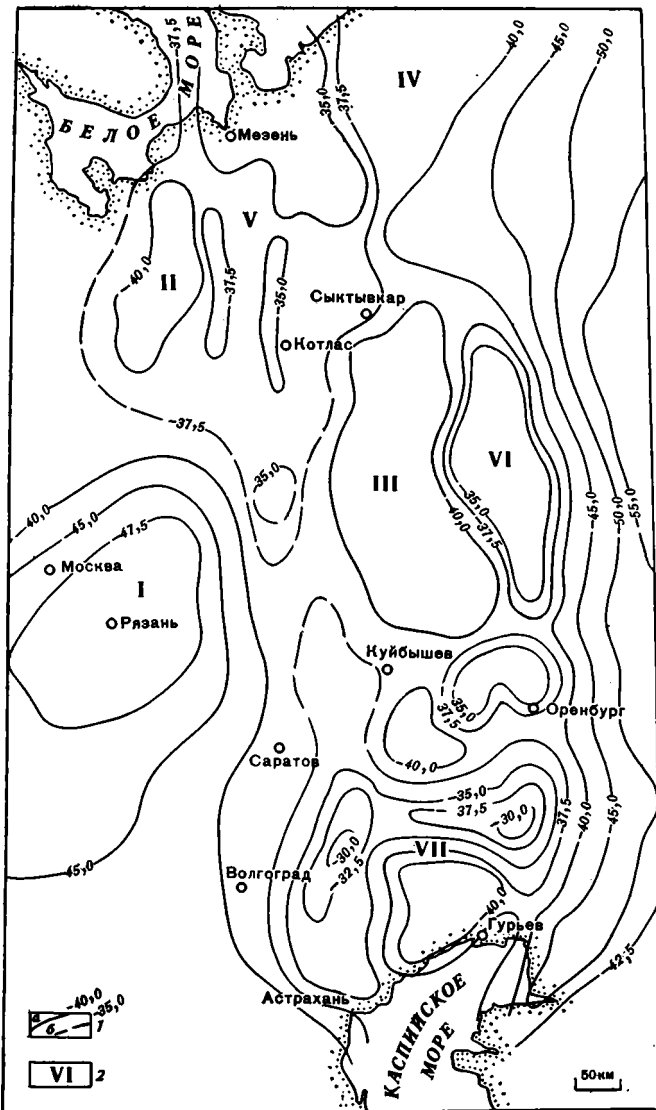


Рис. 2. Карта рельефа поверхности Мохоровичича восточной части Русской плиты. Составил В. В. Ишутин с привлечением структурных построений Н. А. Беляевского, В. В. Бронгулеева, И. С. Вольвовского, А. В. Егоркина, Г. А. Краснопевцевой, Н. Я. Кунина, Н. И. Павленковой, М. И. Разинковой, Ю. Г. Юрова

1 — изогипсы поверхности Мохоровичича: а — по данным ГСЗ, б — по расчетным корреляционным связям с физическими полями; 2 — структурные осложнения поверхности Мохоровичича: зоны погружений (I — Воронежско-Токмовская, II — Архангельская, III — Коми-Татарская, IV — Тимано-Печорская) и зоны поднятий (V — Мезенская, VI — Осинско-Бельская, VII — Прикаспийская)

В районе Городецко-Кавернинской тектонической зоны, охватывающей севернее г. Балахны левобережье Волги от г. Городец до г. Кавернино, к рассматриваемой рифтогенной структуре с запада примыкает узкий рифтогенный трог. На севере он берет начало в районе Тарногского выступа фундамента, по направлению на юг отчетливо выделяется в юго-восточном борту Московской синеклизы, а южнее пересекает Городецко-Кавернинские дислокации на две приподнятые зоны — Воротиловский выступ и Медведевское поднятие. В поверхности фундамента рифтогенный трог, именуемый далее Тарногско-Воротиловским, выражен ее погружением и сопровождается системой парных разломов. Ширина трога практически соизмерима на всем его протяжении и достигает

30—40 км, длина превышает 200 км. Зона сочленения двух отмеченных рифтогенных структур представляет большой интерес в связи с присутствием в районе Воротиловского выступа сильно дислоцированных пород девонского и каменноугольного возрастов. На дислоцированном комплексе залегают толща пирокластических пород, состоящих из туфов, туффитов, вулканического стекла, перекрывающихся отложениями средней юры. Широкого размаха дислокации достигают на правом берегу р. Волги, между г. Юрьевцем и г. Балахной, где красноцветные пермские отложения смяты в складки, часто опрокинутые [5]. В морфологическом отношении Воротиловский выступ представляет собой концентрическую структуру, генетически связанную, вероятно, с эндогенными процессами. Присутствие в этом районе дислоцированной толщи и пирокластического материала дает основание полагать, что на границе позднего палеозоя — раннего мезозоя в зоне сочленения рифтогенного прогиба с Тарногско-Воротиловским рифтоподобным трогом активно проявилась тектономагматическая деятельность, приведшая к сложным деформациям осадочного чехла.

Ветлужско-Сурский прогиб, являющийся южным продолжением Мезенской рифтогенной структуры, в районе Ветлужского палеосвода накладывается на северную ветвь Камско-Кинельской системы прогибов. С востока он ограничен западным склоном Ульяновско-Котельнической системы сводовых поднятий, а с запада — восточным склоном Токмовского свода (см. рис. 1). Характерной чертой отмеченных сводовых поднятий (выступов) является отсутствие или минимальная мощность в их пределах осадочных образований девона. Южное продолжение Ветлужско-Сурского рифтогенного прогиба на широте г. Ульяновска сливается с южной центральною Казанско-Кировского авлакогена. Присутствие в пределах последнего эффузивно-осадочных образований верхнего девона, по-видимому, явилось отражением тектономагматических процессов, протекавших в зоне Ветлужско-Сурского рифтогенного прогиба. Судя по возрасту продуктов вулканической деятельности, развитых вдоль бортов Казанско-Кировского авлакогена, его развитие, по сообщению Р. Б. Давыдова в 1981 г., следует датировать рубежом среднего и позднего девона, который совпадает с общим подъемом Русской плиты. Об энергичных эндогенных процессах, протекавших в зоне слияния Казанско-Кировского авлакогена с Ветлужско-Сурским рифтогенным прогибом, свидетельствует также Карлинская концентрическая структура.

По направлению на юг рифтогенная структура накладывается на северное окончание Ульяновско-Саратовского прогиба и, значительно увеличиваясь в поперечных размерах, образует с ним единую отрицательную структуру, продолжающуюся в область Прикаспийской впадины (см. рис. 1). Вероятность присутствия рифтогенных структур в пределах последней отмечалась целым рядом исследователей (А. А. Аксенов, Л. П. Зоненшайн, Л. Г. Кирюхин, М. К. Калинин, И. Н. Капустин, Н. Я. Кунин, И. И. Малушин, В. М. Моралев, Г. И. Слепакова, В. Л. Соколов и др.). В частности, Л. П. Зоненшайн и др. писали: «Думается, что Прикаспийская впадина, под которой выклинивается гранитный слой, возникла как раз на месте такого древнего рифта типа Красного моря» [6, с. 13]. Неопровержимых данных, свидетельствующих о продолжении рифтогенного прогиба в область Прикаспийской впадины, нет, однако ряд прямых и косвенных признаков не исключает возможность его присутствия как на территории самой впадины, так и за ее пределами. Одним из них является Эльтонский линеймент, ограничивающий западный борт Прикаспийской впадины и трансформирующийся на юг в направлении западного склона Астраханского свода. Он сопровождается крупными глубоко эшелонированными сбросовыми дислокациями, наклоненными в сторону центральной части впадины, и резким градиентом возрастания мощностей, достигающих 12—14 км на расстоянии 100—120 км. Южным продолжением Эльтон-Астраханского линеймента является, по-видимому, Каспийский глубинный разлом, выделенный по комплексу геолого-геофизических данных [13]. Разлом от Астраханско-

го свода трассируется на юг вдоль западной акватории Каспийского моря до Апшеронского полуострова. Южнее он ограничивает с запада наиболее прогнутую часть Южно-Каспийской впадины и в районе г. Пехлеви (Иран) достигает ее южного окончания. Отмеченная система разрывных нарушений выделяется на целом ряде тектонических, геологических карт и других геоструктурных построений и относится авторами к разломам глубинного заложения [8]. Восточной границей рифтогенного прогиба служит разлом меридионального простирания, пересекающий северный борт Прикаспийской впадины в районе г. Пугачева. Южнее он регистрируется профилями ГСЗ Элиста — Бузулук, Волгоград — Челкар, Саратов — Гурьев и, по-видимому, продолжается далее на юг в направлении о-ва Джомбайский, расположенного в прибрежной части Северного Каспия. Далее разлом пересекает южное замыкание Прикаспийской впадины и затем прослеживается вдоль западного побережья п-ова Тюб-Караган, где его отдельные фрагменты были зафиксированы морскими сейсморазведочными работами. В центральной части Каспийского моря он телескопически подставляется глубинным меридионально ориентированным разломом и, трассируясь вдоль осевой части моря, достигает его южного побережья [8]. Ряд геологических данных свидетельствует о том, что отмеченная разрывная зона не ограничивается на юге горно-складчатыми сооружениями Эльбруса. Ее присутствие улавливается в районе древнего Центрально-Иранского палеосвода, где к ней приурочены месторождения марганца Шарох и Ребете-Керим.

С выделенной межразломной зоной пространственно совпадает западный сектор Прикаспийской впадины, характеризующейся максимальными мощностями осадочного комплекса и минимальными глубинами залегания поверхности М. То есть району наибольшей приподнятости поверхности верхней мантии соответствует максимальная прогнутость кровли кристаллического фундамента, достигающая глубин 20 км. С этой областью совпадает ряд структурных осложнений, связанных с верхней частью разреза осадочных образований. В частности, наибольшую прогнутость кровли кристаллического фундамента, которой соответствует рифтогенный прогиб, зеркально отражает зона выклинивания палеогеновых отложений, протягивающаяся широкой полосой от северного побережья Каспийского моря во внутренние районы Прикаспийской впадины [12]. Максимальная ширина зоны выклинивания, которая практически сохраняется на всем ее протяжении, 120—130 км. При этом необходимо отметить, что отдельные импульсы тектонических движений, так или иначе контролируемые рифтогенной системой, проявлялись и в более поздние геологические эпохи. В частности, о присутствии меридиональных структур в верхней части осадочного чехла Прикаспийской впадины свидетельствует Новоузенский предакчагыльский врез, пересекающий ее территорию от Жигулевских ворот на север до современной дельты Волги на юге. Из работ Р. Б. Давыдова 1981 г. известно, что Воротиловская структура в неогеновое время также продолжала развиваться. В позднем неогене она была значительно приподнята и руслу палео-Волги пришлось искать другой путь стока, с южной стороны Воротиловского выступа. Кроме того, с областью рифтогенного прогиба, расположенной между Саратовом на юге и Казанью на севере, совпадает выделенная С. К. Гореловым в 1966 г. зона неотектонических опусканий, ограниченная с запада Приволжско-Ергенинской, а с востока — Волго-Уральской зонами поднятий.

Таким образом, в пределах Прикаспийской впадины и прилегающих к ней с севера территорий присутствует ряд аномальных зон субмеридионального простирания, отчетливо выделяющихся от поверхности верхней мантии до горизонтов, расположенных в верхней части разреза осадочного комплекса. Практически эта зона совпадает с Центрально-Прикаспийской депрессией, занимающей, по мнению Л. Ф. Волчегурского и др. [4], центральную часть междуречья Урала и Волги. Тектонические движения, проявившиеся в этой области и приведшие к дислокациям мезойско-кайнозойских отложений, захватили также район Сур-

ско-Мокшинского вала, формирование которого, по мнению А. Д. Архангельского [1], происходило в две фазы, отвечающие поздне меловому и третичному времени. В связи с этим невольный интерес вызывает выклинивание палеогеновых отложений в пределах кряжа Карпинского и Бузачинского выступа, входящих в состав Днепровско-Тянь-Шаньского тектонического пояса (см. рис. 1). Это обстоятельство позволило прийти к заключению, что послемеловая перестройка, т. е. инверсия в предкайнозойское время, наиболее активно проявилась в пределах линейных структур рифтогенного типа. На основании обширного анализа инверсионной стадии развития древних рифтовых зон Е. Е. Милановский пришел к выводу, что «...мезо-кайнозойские инверсионные валообразные поднятия на Русской плите в основном имеют субмеридиональные или близкие к ним (северо-западные, северо-восточные) простирания и тяготеют к восточной части плиты, что позволяет предположительно связывать инверсионную стадию развития авлакогенов с постгеосинклинальной историей развития Урала» [11, с. 73].

Помимо разломов меридионального плана огромное влияние на формирование рифтогенной системы оказали поперечно или диагонально ориентированные к ней разрывные нарушения. Наиболее типичными из них являются Кандалакшско-Красновишерский, Шенкурско-Сыктывкарский, Ярославско-Кировский, Тамбовско-Жигулевский, Оренбургско-Саратовский, Камышинско-Актюбинский разломы мантийного заложения, четко проявляющиеся в геофизических полях и рельефе поверхности М. По-видимому, они играют роль трансформных разломов, которые способствовали формированию поперечно ориентированных к оси рифтогенной структуры перемычек типа седловин и горстообразных блоков фундамента. Наиболее выразительным из них является широтно ориентированный Жигулевский вал, протягивающийся на расстояние свыше 250 км. Отмеченные разломы, как правило, имеют огромную протяженность, и их влияние улавливается не только в зоне пересечения с рифтогенной системой, но и далеко за ее пределами. Наиболее отчетливо они проявляются в геофизических полях, где им соответствуют градиенты поля силы тяжести и полосовые магнитные аномалии. Например, Оренбургско-Саратовский разлом отчетливо следует не только в районе северного борта Прикаспийской впадины, но и уверенно выделяется по рисунку изодинам в пределах Уральской складчатой системы (рис. 3).

Выделенная рифтогенная система помимо выражения в рельефе поверхности фундамента находит отражение и в характере поведения глубоких границ раздела земной коры. Основанием для этого вывода служат результаты исследований ГСЗ по профилям, пересекающим вкрест простирания Мезенскую впадину, а также отработанные по направлениям Кинешма — Воркута, Мурманск — Кызыл, Элиста — Бузулук, Камышин — Актюбинск. На профиле Кинешма — Воркута на участке от северо-восточной центроклинали Московской синеклизы на западе до Тиманской складчатой зоны на востоке в разрезе верхней мантии присутствует линзообразный слой, характеризующийся пониженными граничными скоростями $V_r=8,1$ км/с по отношению к скоростям подстилающего ($V_r=8,3$ км/с) и перекрывающего ($V_r=8,2$ км/с) его слоев. Аналогичное строение имеет сейсмический разрез, построенный по профилю ГСЗ Мурманск — Кызыл. Порядок глубин залегания поверхности М на обоих профилях соизмерим и характеризуется приподнятой гипсометрией в районе рифтогенной системы. Значительная аналогия с рассмотренными разрезами наблюдается на сейсмическом разрезе, построенном по профилю ГСЗ Элиста — Бузулук. Однако между ними имеется и отличие. Если на разрезах Кинешма — Воркута, Мурманск — Кызыл зона, характеризующаяся пониженными пластовыми скоростями, располагается в верхней части разреза верхней мантии, то на разрезе Элиста — Бузулук она находится в средней части консолидированной коры. Наблюдающееся отличие в размещении слоев с пониженными пластовыми скоростями, по-видимому, объясняется различным типом коры в первом и во втором случаях, т. е. в первом случае профили ГСЗ

пересекают территорию, где развита относительно нормальная континентальная кора, в то время как во втором случае присутствует субокеанический тип коры, где мощность гранитно-метаморфического слоя резко сокращена, а в отдельных случаях он, по-видимому, даже выпадает из разреза.

Большинство исследователей, занимающихся вопросами рифтогенеза, слои с пониженными сейсмическими скоростями отождествляют с зонами разуплотнения, возникшими в верхних частях мантии. Это, по их мнению, приводит к увеличению ее объема и создает условия, благоприятные для формирования рифтогенных структур [9, 11]. На сейсмо-

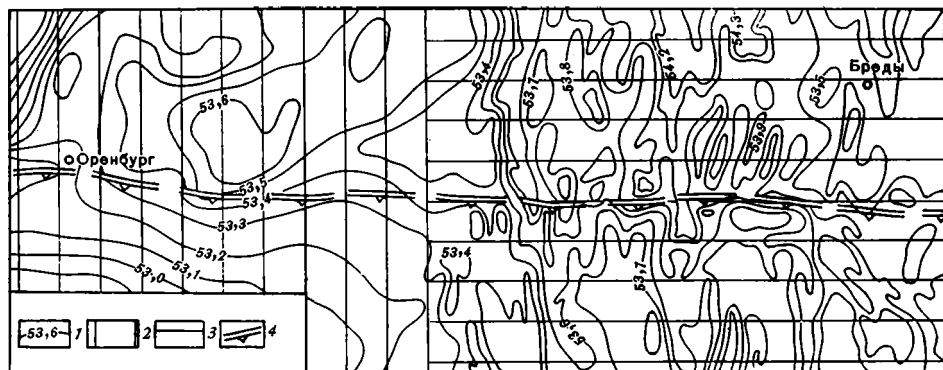


Рис. 3. Карта магнитного поля зоны сочленения северо-восточной части Прикаспийской впадины с Уральской складчатой системой
1 — линии изодинам магнитного поля, 2 — область Прикаспийской впадины, 3 — область Уральской складчатости, 4 — Оренбургско-Саратовский разлом

геологическом разрезе ГСЗ Камышин — Актюбинск, пересекающем Прикаспийскую впадину с запада на восток, глубокие границы раздела земной коры, отождествляемые с поверхностями М и К, свидетельствуют об аномальном состоянии подкорового вещества на участке, совпадающем с рифтогенным прогибом. В этом районе наблюдается потеря корреляции, резкое затухание сейсмических волн и исчезновение сейсмического горизонта, отождествляемого с поверхностью М. Зона исчезновения этой границы пространственно совпадает с территорией Прикаспийской впадины, характеризующейся наибольшим возрастом мощности осадочных образований. На этом участке между кровлей «базальтового» слоя и подошвой осадочного комплекса присутствует линза пород с аномально высокими граничными скоростями ($V_r = 6,7-7,2$ км/с), которую, по мнению И. А. Резанова, следует отождествлять с гранулитобазитовым слоем. Соотношение высокоскоростных пород этого слоя с областью разрыва сплошности поверхности М дает основание полагать, что эта область заполнена новообразованным мантийным субстратом, инъецировавшим по зоне раздвига в нижние горизонты консолидированной коры и пространственно совпадающим с зоной рифтинга.

Как свидетельствуют результаты исследований ГСЗ, земная кора рассматриваемого региона обладает рядом индивидуальных особенностей. Наиболее характерной из них является ее относительно пониженная мощность (см. рис. 2). Поверхность кровли верхней мантии, залегающая на глубинах 32—38 км, образует огромное сводовое поднятие, имеющее ширину 250—300 км и протягивающееся в меридиональном направлении на расстояние свыше 2500 км. При столь значительных размерах оно является доминирующей структурой в поверхности кровли верхней мантии (поверхности М) и испытывает погружение к востоку и западу до глубин 40 км и более. Область повышенного залегания кровли мантии на севере прослеживается в направлении впадины Баренцева моря, и на юге достигает Прикаспийской впадины.

Опубликованная в настоящее время Карта рельефа поверхности Морочевича Восточно-Европейской платформы [2] отражает наиболее

современные представления о гипсометрии поверхности М этой территории. Однако плотность сечений профилей ГСЗ в области Мезенской впадины обеспечивает структурные построения по поверхности М с большей детальностью, чем это предложено авторами карты. Упрощения, внесенные ими, выражаются в том, что Мезенская впадина характеризуется расплывчатым характером сведения изогипсы поверхности М — 35 км. В то же время плотность сечений профилей ГСЗ обеспечивает выделение внутри впадины по поверхности М узких полосовидных зон, представленных чередованием грядообразных повышений с трогообразными понижениями, отчетливо выраженными в рельефе поверхности кровли мантии. Грядообразные повышения, вероятно, обусловлены внедрением мантийных расплавов, осуществлявшихся не только по осевому трогу рифтовой долины, но и по зонам глубинных разломов, развитых вдоль «плечей» рифтогенного прогиба. По-видимому, проникновение базитов в консолидированную кору происходило не сплошным фронтом, а путем внедрения мантийных расплавов по протяженным ослабленным зонам, сопровождающим разрывные нарушения. В геофизических полях грядообразным структурам соответствуют узкие полосовидные положительные аномалии, вероятно, обусловленные породами повышенной основности.

Наибольшей выразительности зона приподнятого залегания поверхности М достигает в пределах Мезенской и Прикаспийской впадин, что отчасти объясняется более высоким уровнем их изученности методом ГСЗ. В промежуточной зоне, между Прикаспийской и Мезенской впадинами, менее изученной методами ГСЗ поверхность М регистрируется путем привлечения расчетных данных. В результате пересчета поля силы тяжести на различные уровни верхнего полупространства было установлено, что промежуточной зоне соответствует область региональной положительной аномалии силы тяжести, сохраняющей фон повышенных значений до высоких уровней пересчета (100 км и выше). На отмеченных уровнях основное аномалиеобразующее влияние оказывают породы верхней мантии. Выделяющийся на высоте 150 км региональный максимум силы тяжести имеет меридиональное простирание и соизмерим по площади со сводовым поднятием, выделяющимся по поверхности М. С их экстремальными значениями пространственно совпадает система рифтогенных прогибов.

На карте рельефа поверхности М рифтогенная система находится в створе между Воронежско-Токмовской и Сысольско-Татарской зонами ее погружения (см. рис. 2). На севере зона повышенных значений поля силы тяжести, так же как и сводовое поднятие, выделяющееся по поверхности М, уходит в пределы Баренцева моря, а на юге продолжается в направлении Прикаспийской впадины. На региональном фоне в полях, пересчитанных на менее высокие уровни, выделяются более мелкомасштабные локальные аномалии. Размещение их в пределах регионального максимума говорит о том, что основное аномалиеобразующее влияние оказывают не только породы верхней мантии, но и весьма крупные по размерам неоднородности земной коры. Неоднородности коры и линзы аномальной мантии, по мнению отдельных исследователей, создают в литосфере большие добавочные напряжения, которые на поднятиях, подстилаемых аномальной мантией, могут вызвать растяжения коры с образованием рифтовых впадин [9]. Присутствие плотностных неоднородностей в земной коре региона, вероятно, вызвано не только реликтами непереработанной коры, но и новообразованиями в фанерозое, обусловленными рифтогенными процессами.

Важнейшим диагностическим признаком рифтогенных структур является также тесная связь с ними магматических процессов. На территории региона скрытым магматическим образованиям соответствуют интенсивные максимумы силы тяжести и высокие сейсмические скорости, характерные для пород базит-ультрабазитового состава, обладающих высокой акустической жесткостью и, следовательно, высокой плотностью. К наиболее интенсивным из них относятся Мезенский и Урень-

ский гравитационные максимумы, пространственно совпадающие с рифтогенной структурой. Аналогичную природу, по-видимому, имеет Полецкая группа интенсивных аномалий, тяготеющая к южному окончанию Ветлужско-Сурского прогиба, и ряд интенсивных аномалий, располагающихся в северной прибортовой части Прикаспийской впадины на широте г. Саратова. Отмеченные гравитационные максимумы наибольшей выразительности достигают при пересчете в верхнее полупространство на высотах 50—100 км, что свидетельствует о присутствии в верхней части земной коры крупных магматических тел.

К числу других проявлений магматизма относятся дайковые тела, развитые на территории п-ова Бузачи, т. е. в непосредственной близости от «плечей» рифтовой системы. Представлены они микрозернистыми диабазами, возраст которых, по мнению О. А. Карцевой, позднепалеозойский.

В раннегерцинское время Мезенский палеосвод, Волго-Камская антеклиза и центральная часть Прикаспийской впадины стали испытывать последовательное погружение. Явилось ли это погружение результатом деструктивных процессов, т. е. растаскивания блоков и растяжения континентальной коры, более чувствительно реагирующей на глубинные процессы, или сменой высокого теплового потока стадией остывания, сопровождающейся проседанием литосферы, в настоящее время установить трудно. Несомненно одно, что эти процессы охватили всю площадь огромного региона и протекали почти одновременно. В результате к концу каменноугольного периода в пределах региона сформировалась огромная по протяженности меридионально вытянутая область опускания, названная А. Д. Архангельским [1] Восточно-Русской впадиной. Значения глубин залегания поверхности M в Мезенской и Прикаспийской впадинах, сопрягающихся между собой по единой тектонической линии, довольно близки и характеризуются средними величинами 32—35 км, что типично только для этих впадин по сравнению со всей остальной территорией Русской плиты. Отмеченные депрессионные зоны несоизмеримы между собой по масштабам и размаху тектонических движений, однако на определенных этапах эволюции они были связаны единым геодинамическим режимом и своими индивидуальными чертами обязано общим геотектоническим процессам, протекавшим в пределах огромной по площади и однородной по строению территории.

В результате рифтогенеза, проявившегося вследствие дифференцированных унаследованных движений вдоль расколов фундамента, сопровождавшихся деструктивными процессами, центральная часть мегаструктуры была рассечена узкой линейной зоной рифта. Северный и южный фланги рифтовой системы не замыкаются в пределах Русской плиты, а находят свое продолжение в акваториях Баренцева и Каспийского морей. С ее направлением пространственно совпадает длинная ось Коргинского гемивала, расположенного в южной части Баренцева моря, и группа глубинных разломов, а также флексуорообразных уступов, осложняющих наиболее погруженную часть Каспийского моря. Как следствие этого меридиональное простираие Каспийского моря также не является случайным, а обусловлено процессами рифтогенеза. Особый интерес в связи с этим вызывает характер сочленения Мангышлакских горных сооружений с складчатыми структурами кряжа Карпинского, примыкающими к западному побережью Каспийского моря. Грандиозный Днепровско-Тянь-Шаньский тектонический пояс, в состав которого они входят, в пределах акватории моря практически не находит своего отражения не только в батиметрических построениях, но и слабо выражен в геофизических полях. Последнее до настоящего времени приводит к противоречивому истолкованию этой сложно построенной зоны [10]. По-видимому, в пределах акватории Каспийского моря древние сооружения Днепровско-Тянь-Шаньского шовного пояса в процессе рифтогенеза были рассечены вкрест простираия и подверглись столь значительной переработке, что утратили свою первоначальную структуру.

О присутствии поперечной зоны, разомкнувшей в пределах акватории Каспийского моря отмеченную складчатую систему, свидетельствует также комплекс данных, опирающихся на результаты анализа новейшей тектоники Каспийского моря. При этом возникает неизбежный вопрос: в связи с чем резко выраженные в континентальной части складчатые сооружения не находят своего продолжения в районе акватории, а их периклинальные окончания противостоят друг другу, резко обрываясь в зоне прибрежного шельфа? Наиболее вероятно, что они разомкнуты зоной рифтинга или их разделяет совпадающая с простираем осей моря зона проседания, генетически тесно связанная с рифтогенными процессами. Более молодые альпийские сооружения, сформировавшиеся после рифтогенных структур, ярко проявились в пределах Эльбурской складчатой зоны и менее выразительно — в районе Апшеронского порога Каспийского моря.

Анализ взаимоотношений глубоких границ раздела земной коры с морфогенетическими особенностями гранитно-метаморфического слоя и структурой осадочного чехла служит основанием для следующих выводов.

1. Территория, охватывающая область от южного окончания Баренцева до северного побережья Каспийского моря, с которой пространственно совпадает Восточно-Русская впадина, характеризуется приподнятым залеганием кровли верхней мантии (поверхности Мохоровичича) и глубокой погруженностью кровли кристаллического фундамента.

2. Для региона типична утоненная континентальная кора, средние значения мощности которой в северной части (Мезенская впадина) 35—36 км, в южной (Прикаспийская впадина) 32—35 км, в центральной (Промежуточная зона) 37—38 км.

3. В пределах региона присутствуют реликты древнего палеосвода, который в результате разломно-глыбовой тектоники в конце каледонского времени был раздроблен на ряд крупных блоков фундамента с тенденцией к их относительному поднятию.

4. В разрезе верхней мантии присутствует линзообразный слой, характеризующийся пониженными граничными скоростями по отношению к скоростям подстилающего и перекрывающего его слоев, что дает основание рассматривать его в качестве зоны разуплотнения.

5. Область наивысшего положения поверхности кровли мантии, сопровождаемая сокращением мощности консолидированной коры, осложнена узким линейным прогибом, рассекающим поверхность кристаллического фундамента на расстояние свыше 2500 км. Ширина его на севере, в районе Мезенской впадины, составляет 40—50 км, а на юге, в районе Южно-Каспийской впадины, возрастает до 100—120 км. Историко-геологический анализ и морфогенетические характеристики прогиба дают основание для отнесения его к структурам, происхождение которых связано с рифтогенными процессами.

6. Области развития рифтогенной системы соответствует обширная аномалия силы тяжести, простирающаяся от Белого моря до Прикаспийской впадины, границы которой четко определяются путем пересчета на различные уровни верхнего полупространства.

7. Земная кора региона характеризуется значительными плотностными неоднородностями, вызванными, вероятно, не только реликтами непереработанной древней коры, но и новообразованиями в фанерозое, обусловленными рифтогенными процессами.

8. Плитный комплекс значительно сокращен за счет выпадения из разреза ряда отделов нижнего палеозоя, начинаясь на большой площади региона со среднего, а в отдельных случаях и с верхнего девона.

9. Область развития рифтогенной системы тектонически активна в диапазоне от раннего до позднего фанерозоя.

10. Зона палеорифта служила областью проявления неотектонических движений, выразившихся в формировании меридионально ориентированных зон опускания.

11. Области палеорифтовой системы соответствует обширный осадочный бассейн, интенсивно прогибающийся с позднего, а в отдельных районах — со среднего девона.

12. Рифтогенная система сыграла важную роль в формировании обширной области прогиба на востоке Восточно-Европейской платформы, которая содержит наибольшие запасы углеводородов. Связь размещения месторождений последних с Мезенско-Каспийской рифтогенной системой еще не во всем ясна, но она несомненно имеется. Видимо, не случайно основные нефтегазоносные районы располагаются только к востоку от нее. Если учесть существующую связь ряда нефтегазоносных бассейнов с рифтогенными структурами, то взаимоотношение с подобными тектоническими образованиями, характеризующимися деструкцией земной коры снизу и прогибанием сверху, станет более очевидным.

Литература

1. *Архангельский А. Д.* Избранные труды. Т. II. М.: Изд-во АН СССР, 1954. С. 249—287.
2. *Бронгулеев В. В., Павленкова Н. И.* Поверхность Мохоровичича Восточно-Русской платформы и принципы ее картирования//Бюл. МОИП. Отд. геол. 1986. № 2. С. 28—37.
3. *Буш В. А.* Система трансконтинентальных линеаментов Евразии//Геотектоника. 1983. № 3. С. 15—32.
4. *Волчегурский Л. Ф., Саркисова Н. П., Турков О. С.* Соотношение региональных и локальных надсолевых структур Прикаспийской впадины//Бюл. МОИП. Отд. геол. 1982. № 6. С. 37—50.
5. *Горецкий Г. И.* К познанию природы Пучежско-Балахнинских дислокаций (о проявлении инъективной тектоники на Русской платформе)//Бюл. МОИП. Отд. геол. 1962. № 5. С. 80—110.
6. *Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Моралев В. М.* Рифтовые зоны в геологическом прошлом//Роль рифтогенеза в геологической истории Земли. Новосибирск: Наука, 1977. С. 11—15.
7. *Карпинский А. П.* К тектонике Европейской России//Изв. Рос. АН. 1919. № 12—15. С. 573—590.
8. Карта тектонического районирования юга СССР. Масштаб 1 : 2 500 000/Под ред. Дикенштейна Г. Х., Кравченко К. Н., Муратова М. В. М.: ВНИГНИ, 1974.
9. *Кучерук Е. В., Ушаков С. А.* Тектоника плит и нефтегазоносность (геофизический анализ)//Сер. Физика Земли. Итоги науки и техники. Т. 9. М., ВИНТИ, 1985. С. 183.
10. *Лебедев Л. И.* Строение и нефтегазоносность современных гетерогенных депрессий. М.: Наука, 1978. 105 с.
11. *Милановский Е. Е.* Рифтогенез в истории Земли (Рифтогенез на древних платформах). М.: Недра, 1983. 267 с.
12. Палеотектоническая карта юга СССР. Палеоцен и эоцен. Масштаб 1 : 250 000/Под ред. Хаина В. Е. М.: ВНИГНИ, 1971.
13. *Ровнин Л. И., Касаткин Д. П., Двуреченский В. А.* Тектоника Волго-Донского региона//Сов. геология. 1976. № 5. С. 103—113.
14. *Хаин В. Е.* Общая геотектоника. М.: Недра, 1973. 501 с.
15. *Шатский Н. С.* О глубоких дислокациях, охватывающих платформенные и складчатые области (Поволжье и Кавказ)//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1948. № 5. С. 39—66.

Всесоюзный научно-исследовательский
геологоразведочный нефтяной
институт

Поступила в редакцию
11.X.1986

УДК 551.242.4(470.44)

ШАХНОВСКИЙ И. М.

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ РЯЗАНО-САРАТОВСКОГО ПРОГИБА

Рязано-Саратовский прогиб в качестве единой структуры, выполненной верхнепротерозойскими отложениями, прослеживается только от Рязани до Сердобска, и эта его часть с полным правом относится к Пачелмскому авлакогену. Юго-восточное окончание прогиба в позднем протерозое оперялось системой мелких рифейских грабенов, существенно переработанных в ходе последующей геологической истории. Выделяются две установленные и третья предполагаемая ветви древней депрессии. Основная восточная ветвь занимает большую часть Саратовской области, южная — фрагментарно прослеживается вдоль склона Воронежского массива, юго-восточная — условно выделяется в погруженной части Жирновско-Уметовской впадины.

В целом конфигурацию Рязано-Саратовской палеодепрессии можно представить в виде трезубца, ручку которого составляет Пачелмский авлакоген, а зубья — более мелкие рифейские грабены, уходящие на территорию Саратовско-Волгоградского Поволжья.

Как известно, Пачелмский прогиб явился одним из первых тектоно-типов структур, выделенных Н. С. Шатским [5] под названием «авлакоген». К подобным структурам он относил желобообразные (грабенообразные) депрессии в теле фундамента платформ. Описывая рифейский Пачелмский авлакоген, Н. С. Шатский отмечал, что он имеет ширину 150—200 км и протягивается в северо-западном направлении от района Саратовских дислокаций до Рязани на расстояние 400—500 км. На северо-западном и юго-восточном окончаниях прогиб широкими раструбами раскрывается и сливается с Московской и Прикаспийской впадинами. Эти основные детали строения прогиба практически полностью подтверждены последующими исследованиями. Исключение составляет юго-восточное окончание прогиба, охватывающее территорию Саратовского и Волгоградского Поволжья, где новыми геолого-геофизическими данными значительно уточнен структурный план поверхностей фундамента и рифейских отложений.

В 50—60-е годы механизм формирования всех платформенных структур, в том числе и авлакогенов, связывался в основном с вертикальными глыбовыми движениями земной коры. По представлению Н. С. Шатского, Пачелмский авлакоген сформировался в результате опускания по разломам рифейской Прикаспийской впадины, образующей внутренний угол в центральной части Русской плиты и захватившей при погружении поперечную к ней полосу территории, соответствующую прогибу [6].

В последние два десятилетия представление о формировании всех рифтогенных структур, включая авлакогены, существенно изменилось. Установлено, что структурный план нижнего, доплитного комплекса платформенных территорий обусловлен интенсивным проявлением процессов рифтогенеза, в свою очередь связанных с растяжением земной коры в результате подъема к подошве литосферы и перераспределения по плотности нагретого мантийного материала. Эти процессы привели к образованию сложной системы палеорифтов, разделивших континенты на отдельные изолированные глыбы. Авлакогены представляют собой специфическую категорию палеорифтов, завершивших формирование в рифей — палеозое и впоследствии перекрытых комплексом пострифтовых образований, осложненных инверсионными поднятиями. Наличие инверсионных поднятий в пострифтовом комплексе является ха-

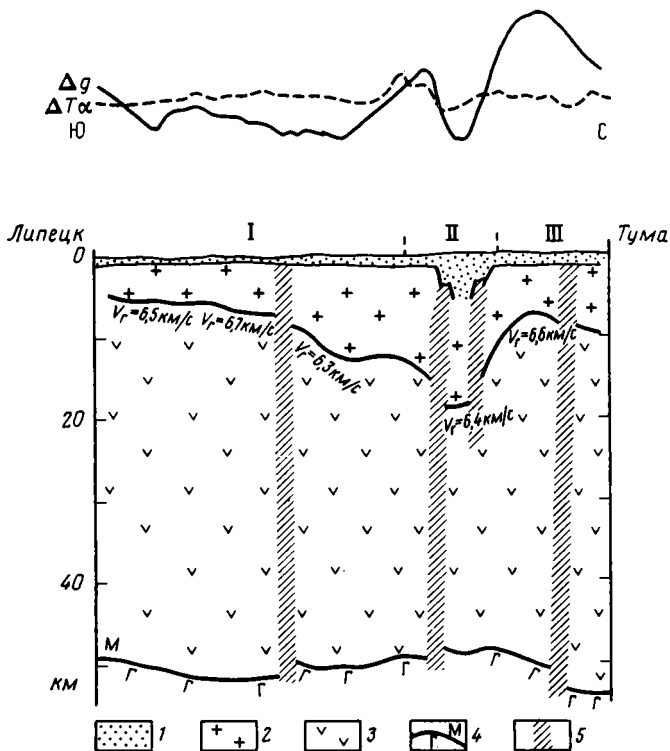


Рис. 1. Сейсмогеологический разрез коры и мантии по профилю ГСЗ — КМПВ Липецк — Тума по [2]

1 — породы осадочного чехла; 2 — гранитно-метаморфический слой; 3 — базальтовый слой; 4 — поверхность Мохоровичича; 5 — зоны глубинных разломов. Римские цифры на рисунке: I — северо-восточный склон Воронежского массива, II — Пачелмский прогиб, III — западный склон Токмовского свода

рактерным признаком авлакогенов, отличающим их от более молодых рифтогенных аналогов.

Отметим, что наряду с названием Пачелмский прогиб этот же структурный элемент в геологических публикациях достаточно часто стал называться Рязано-Саратовским авлакогеном или прогибом. Последнее название представляется наиболее приемлемым, поскольку сам Пачелмский авлакоген в современном структурном плане представляет собой лишь один из погребенных грабенов, осложняющих Рязано-Саратовский прогиб.

Пачелмский авлакоген. Глубинное строение земной коры в пределах авлакогена изучено слабо. Имеется лишь один региональный профиль ГСЗ: Черное море — Карское море, пересекающий Пачелмский грабен и склоны ограничивающих его массивов по линии Рязжск — Мосолово — Тума (рис. 1). По данным профиля, поверхность фундамента, характеризующаяся значениями граничных скоростей 5,5—6,7 км/с, на северо-восточном склоне Воронежского массива залегает на глубине 300 м. В северном направлении она по системе ступенчатых сбросов погружается в центральной части грабена до глубины 4,2 км, а затем вновь по разломам резко воздымается к юго-западному склону Токмовского свода [2]. Структура поверхности Мохоровичича (М) ровная и имеет под грабеном небольшое поднятие, располагаясь на глубине 49 км, в то время как на склонах массивов она опущена до 56 км. Таким образом, глубинное строение Пачелмского авлакогена достаточно типично для рифтовых структур. Толщина земной коры в его осевой части утонена, и поверхность Мохо образует обращенное поднятие по отношению к резко опущенной поверхности фундамента.

Осевой части авлакогена соответствует четкий линейный гравитационный минимум. Аномалии магнитного поля совпадают с гравитационными по простиранию, но, как правило, имеют положительный знак. По зонам гравитационных и магнитных ступеней, определяемых границей резкой смены линейных аномалий изометрическими, выделяется система бортовых разломов северо-западного простирания, контролирующая авлакоген и его отдельные тектонические элементы второго порядка.

В пределах Пачелмского авлакогена пробурены редкие глубокие скважины, подтвердившие сплошное развитие здесь осадков верхнего протерозоя, представленных рифейскими и нижневендскими образованиями. Эти отложения полностью пройдены только в прибортовых зонах грабена, а во внутренней его части все скважины остановлены в рифейской толще. В целом полоса современного распространения отложений позднепротерозойского возраста совпадает с депрессионной зоной, разделяющей Воронежский и Токмовский своды и имеющей ширину около 200, а длину около 400 км. Ее контуры в плане примерно совпадают с положением изолиний поверхности фундамента на склонах смежных массивов, имеющих абсолютные отметки 800—900 м. Юго-западная граница распространения рифейских толщ достаточно четко контролируется бортовым разломом, проходящим вдоль склона Воронежского массива. На северо-востоке эти толщи выходят за пределы аналогичного бортового разлома и перекрывают часть склона Токмовского свода. Некоторая асимметрия поперечного строения грабена обусловлена более приподнятым гипсометрическим положением фундамента в зоне юго-западного борта по сравнению с северо-восточным. Так, на границе с Воронежским массивом поверхность фундамента вблизи бортового разлома вскрыта на отметке около 900 м (Ряжск — 894 м); в тех же структурных условиях на склоне Токмовского свода — на отметках 1300—1400 м (Зубова Поляна — 1362 м, Юлово — 1397 м). Расчетная мощность верхнепротерозойских образований в осевой части грабена достигает 3—4 км, а фактически вскрытая скважинами не превышает 1500 м (Каверинская — 1364 м, Салтыковская — 1448 м). Основная нижняя часть разреза сложена осадками татищевской и каверинских серий рифея, представленных переслаиванием пестроцветных песчаников и гравелитов с алевролитами и аргиллитами. Мощность перекрывающих их нижневендских отложений (кварцито-песчаники, доломиты, мергели и алевролиты) не превышает 200—300 м.

Поверхность рифейско-вендских толщ внутри грабена существенно снивелирована и имеет общий пологий наклон в юго-восточном направлении от абсолютных отметок —1000 м в районе Мосолово до —1250 м в районе Сердобска. На этой поверхности с перерывом и несогласием залегают различные горизонты терригенного девона. Общая мощность палеозойских и мезозойско-кайнозойских осадков составляет 1200—1500 м, из которых две трети приходится на отложения девонского возраста.

Юго-восточная часть Рязано-Саратовского прогиба. Эта часть прогиба, охватывающая территорию Саратовско-Волгоградского Поволжья, характеризуется относительно высокой степенью изученности гипсометрии поверхности фундамента и возраста перекрывающих его нижних горизонтов осадочного чехла. Только в Саратовской области отложения рифея или породы фундамента вскрыты на 60 площадях. Однако несмотря на значительный объем накопленного фактического материала, представления о строении и истории развития этой территории остаются неопределенными и дискуссионными. Это объясняется прежде всего тем, что верхнепротерозойские толщи, являющиеся прямым подтверждением бывшего существования здесь палеодепрессии, отсутствуют в центральной части Саратовской области, а в Волгоградской имеют фрагментарное распространение.

В современном структурном плане поверхности фундамента Пачелмский грабен как единое целое прослеживается на юго-восток только до района Сердобских и Колышлейской скважин. Здесь его кристалличе-

ское основание воздымается до 2,5—3 км, и он распадается на две ветви, обтекающие с запада и востока Аткарский выступ фундамента, над которым рифейские осадки отсутствуют. Основная восточная ветвь прогиба протягивается в районе Саратовского Заволжья, а выполняющее ее основание осадки рифея установлены бурением в пределах большей восточной части Саратовского сложного вала, Марксовской депрессии. Балаковской вершины и западной части Клинцовского выступа. Северная граница широтной полосы распространения рифейских толщ имеет относительно прямолинейный характер и контролируется разломом, осложняющим южный склон Жигулевского свода. В центральной части Клинцовского выступа эта граница резко поворачивает к югу в сторону современного борта Прикаспийской впадины. Видимо, именно здесь фиксируется замыкание рифейского прогиба, поскольку в восточной части Клинцовского выступа, так же как и еще далее к востоку в Бузулукской впадине, верхнепротерозойские образования в основании осадочного разреза не обнаружены.

Юго-западная граница зоны современного распространения рифейских отложений в Саратовской области имеет сложную конфигурацию. С востока она полукольцом охватывает Аткарский выступ и обрамляет к югу от него узкий Елшано-Сергеевский грабен шириной около 15 и протяженностью до 70 км. Внутри грабена отложения татищевской свиты рифея вскрыты скважинами на Юнгеровской и Озерской площадях, а на Татищевской площади, расположенной в его бортовой зоне, эти осадки мощностью 380 м полностью пройдены в интервале 2282—2662 м. У восточного окончания грабена рассматриваемая граница вновь резко поворачивает к югу в направлении бортовой зоны Прикаспийской впадины. Таким образом, ширина зоны возможного сочленения Рязано-Саратовского палеопрогиба с Прикаспийской впадиной составляет около 170 км.

Напомним, что ни отложения рифея, ни породы фундамента непосредственно в бортовой зоне впадины скважинами пока не вскрыты. Однако, по данным сейсморазведки, поверхность фундамента залегает здесь на глубине около 8 км, и представить столь мощный осадочный разрез без участия в его нижней части 2—3-километровой толщи осадков додевонского возраста невозможно. Все вышесказанное говорит о том, что представления Н. С. Шатского о раскрытии юго-восточного окончания Пачелмского прогиба в Прикаспийскую впадину остаются правомерными и в настоящее время.

Наличие южной ветви Рязано-Саратовского прогиба, проходящей к западу от Аткарского выступа на территорию Волгоградского Поволжья, подтверждается крайне ограниченным и неоднозначным материалом. Она проходит вдоль восточного склона Воронежского массива и в своей северной части соответствует территории Ртищевско-Баландинского прогиба, где рифейская толща мощностью более 1400 м вскрыта скв. Салтыковская-1. К югу от этой скважины, так же как и южнее Елшано-Сергеевского грабена, на всех площадях вдоль границы между Саратовской и Волгоградской областями (Вольновской, Чаадаевской, Копенской, Кленовской и др.) под осадками терригенного девона непосредственно вскрыты породы кристаллического фундамента. Здесь выделяется крупный подковообразный Центральный выступ, охватывающий Терсинский, Карамышский, Золотовско-Каменский и Камышинский блоки фундамента. Таким образом, непрерывного распространения рифейско-вендских осадков к югу от Салтыковской скважины на территорию Волгоградского Поволжья не установлено. На восточном склоне Воронежского массива осадочный чехол полностью пройден сотнями глубоких скважин и лишь на нескольких площадях установлено наличие додевонских отложений. Они имеют небольшую мощность и фрагментарное распространение в пределах двух ограниченных по площади районов. Первый приурочен к Ивановскому прогибу, где в основании осадочного разреза скв. 6 и 7 вскрыта толща верхнерифейских пород мощностью 232 м, представленная переслаиванием пестроцветных раз-

нозернистых песчаников, алевролитов и аргиллитов с прослоями гравелитов. Второй район развития сохранившихся от размыва додевонских отложений установлен в центральной части зоны Арчединско-Донских поднятий. Они вскрыты рядом скважин на Кудиновской, Паникской, Северо-Дорожжинской, Зеленовской площадях и представлены зеленовато-серыми песчаниками и аргиллитами с редкими прослоями доломитов и мергелей. Их мощность по данным скв. 74-Паникской составляет 96 м. Фаунистические остатки позволяют отнести эти осадки к нижнему венду. Скважинами 1 и 2 на Восточно-Кудиновской площади вскрыта темно-серая толща переслаивания известняков и доломитов с редкими прослоями мергелей и алевролитов предположительно силурийско-ордовикского возраста общей мощностью 140—150 м.

Оба района распространения додевонских осадков приурочены к западной части Волгоградской области, так же как и Ртищевско-Баландинский прогиб, непосредственно примыкающий к восточному склону Воронежского массива. Это позволяет предположить, что южная ветвь Пачеллинского авлакогена в позднем протерозое в виде грабенообразного прогиба протягивалась от района скв. Салтыковской далеко к югу, охватывая территорию Ртищевско-Баландинского, Иваниковского прогибов и западной части Арчединско-Донской депрессии. Фрагментарное распространение рифейских толщ бесспорно свидетельствует об их значительном размыве. Рифейские осадки, выполнявшие древние грабены и частично перекрывавшие «плечи» смежных поднятий, в результате длительного размыва и последующей тектонической переработки отдельных блоков к началу девонского осадконакопления сохранились лишь на изолированных участках территории. Границы этих участков и зон не только не находят отражения в изолиниях структурных карт современной поверхности фундамента и додевонских отложений, но и пересекают их в разнообразных направлениях (рис. 2).

Общеизвестна характерная особенность в соотношении структурных планов осадочного чехла и кристаллического основания районов Саратовско-Волгоградского Поволжья. Здесь пониженные грабенообразные участки древнего рельефа фундамента, заполнявшиеся верхнепротерозойскими толщами, в современном структурном плане залегают гипсометрически выше смежных с ними палеовыступов фундамента, где эти толщи отсутствуют. Подобная перестройка структурного плана, несомненно, обусловлена инверсионным характером тектонических движений, протекавших после позднего протерозоя, и подтверждается огромным фактическим материалом для большей части территории Саратовско-Волгоградского Поволжья. Так, Аткарскому выступу фундамента в отложениях карбона и мезозоя — кайнозоя соответствует Аткарская депрессия; Елшано-Сергеевскому грабену — одноименный вал; Коробковской, Линевской и Уметовской мульдам — Коробковское, Жирновско-Линевское и Уметовское поднятия и т. д.

Отмеченные тектонические особенности территории позволяют предположить наличие третьей, юго-восточной, ветви Рязано-Саратовского палеопрогиба, соответствующей в плане Жирновско-Уметовской депрессии, где общая мощность осадочной толщи достигает 6—7 км. В нижнем структурном этаже здесь установлено наличие нескольких мульд, характеризующихся аномальным увеличением мощности отложений терригенного и карбонатного девона соответственно до 2400 и 1800 м. В верхнем структурном этаже выделяется зона Жирновско-Коробковско-Уметовских поднятий. Учитывая общую закономерность геологического строения региона, согласно которой рифейским палеопрогибам обычно соответствуют тектонические элементы именно с подобным соотношением структурных планов, можно предположить, что основание этой депрессии также выполнено додевонскими осадками. В современном структурном плане северное окончание депрессии ограничено Центральным выступом фундамента, отделяющим ее от Ртищевско-Баландинского рифейского прогиба. Южнее Волгограда она замыкается Суводовским и Задонским выступами фундамента, в связи с чем имеюще-

гена сформировалась широкая синеклиза, унаследовавшая общее простираение и положение наиболее прогнутой осевой зоны от рифейской грабенообразной структуры и захватывавшая своими крыльями склоны Воронежского и Токмовского сводов. Мощность отложений терригенного девона, полностью захоронивших рифейский грабен, в ее пределах составляет 700—500 м. В современном структурном плане поверхность этих отложений наклонена к северо-востоку от Воронежского к Токмовскому своду. В мезозое на месте Токмовского свода возникла обширная Ульяновская депрессия, а Пачелмский грабен оказался приурочен к ее южному борту. В это же время произошло активное возрождение ряда рифейских разломов и на фоне общих опусканий возникли инверсионные валы типа Ртищевско-Баландинского, Окско-Цнинского и др., фиксируемых резким (до 200—300 м) сокращением мощности мезозойских отложений.

Значительный размыв и последующая интенсивная тектоническая переработка территории юго-восточного окончания прогиба препятствуют восстановлению структурного плана позднего протерозоя. Для выяснения общих закономерностей пространственного распространения и сочленения погребенных грабенообразных структур обратимся к материалам по хорошо изученным рифтовым системам других районов. Так, Среднерусская рифтовая система имеет вид двухзубой вилки, восточная ветвь которой создает Солигаличский грабен, а две западные — Валдайский и Московский грабены [4]. Рейнская рифтовая система приурочена к единому сводовому поднятию, от которого в разные стороны расходятся три грабена — Верхнерейнский, Нижнерейнский и Гессинский [3]. Используя метод сравнительно-тектонического анализа, можно достаточно уверенно предположить, что и юго-восточное окончание Пачелмского авлакогена в позднем протерозое оперялось системой мелких рифейских грабенов (недоразвитых рифтов), разделявшихся выступами фундамента, на которых рифейско-вендские осадки не отлагались. Эти палеограбены не фиксируются в современном структурном плане поверхности фундамента, а выполнявшие их додевонские толщи сохранились лишь на небольших по площади участках территории и имеют незначительную мощность. Осуществленный анализ материала позволяет выделить две установленные и третью предполагаемую ветви древней депрессии. Основная восточная ветвь занимает большую часть Саратовской области и раскрывается в сторону Прикаспийской впадины. Южная фрагментарно прослеживается вдоль восточного склона Воронежского массива, охватывая территорию Ртищевско-Баландинского, Ивановского прогибов и западную часть Арчединско-Дорожкинской депрессии. Юго-восточная приурочена к погруженной части Жирновско-Уметовской депрессии, где наличие додевонских осадков пока не подтверждено данными бурения, но предполагается, исходя из особенностей строения и площадного положения этого структурного элемента. В целом конфигурацию палеодепрессии можно представить в виде трезубца, ручку которого составляет Пачелмский авлакоген, а зубья — более мелкие рифейские грабены, уходящие на территорию Саратовско-Волгоградского Поволжья. Предложенная модель соответствует современным представлениям о «лучевом» или «звездчатом» характере сочленения рифтовых и грабенообразных структур и, очевидно, отражает их первоначальный структурный план.

В связи с вышесказанным отнесение всей описываемой территории к юго-восточному окончанию Рязано-Саратовского прогиба является неправомерным. Верхнепротерозойские толщи выполняли здесь лишь отдельные узкие депрессионные зоны в поверхности фундамента, а не перекрывали весь огромный «раструб», раскрывавшийся в сторону Прикаспийской впадины и имеющий ширину до 300 м. Еще более ошибочно отнесение этой территории к авлакогену. Последующие тектонические движения настолько изменили первичный структурный план мелких грабенообразных прогибов, оперявших юго-восточное окончание Пачелмского авлакогена, что они практически не выделяются в виде линейных эле-

ментов. Приведенные материалы не позволяют также согласиться с представлением Валеева Р. Н. [1], выделявшим вдоль восточного склона Воронежского массива серию грабен, объединяемых в единую самостоятельную структуру Доно-Медведицкого авлакогена.

Литература

1. Валеев Р. Н. Авлакогены Восточно-Европейской платформы. М.: Недра, 1978. 152 с.
2. Голионко Г. Б., Ефимкин Н. С., Зиньковский В. Е. и др. Глубинное строение северо-восточного склона Воронежского массива и Пачелмского прогиба//Геотектоника. 1973. № 2. С. 35—39.
3. Милановский Е. Е. Рифтовые зоны континентов. М.: Недра, 1976. 280 с.
4. Соколов Б. А., Высоцкий И. В., Егоров В. А. и др. Новые данные по геологическому строению и перспективам нефтегазоносности глубоких частей Московской синеклизы//Бюл. МОИП. Отд. геол. 1977. Вып. 5. С. 81—90.
5. Шатский Н. С. О происхождении Пачелмского прогиба//Бюл. МОИП. Отд. геол. 1955. Вып. 5. С. 39—46.
6. Шатский Н. С. Пачелмский прогиб//Избр. тр. Т. II М.: Наука, 1964. С. 544—548.

Институт геологии и разработки
горючих ископаемых,
Москва

Поступила в редакцию
1.X.1986

УДК 551.242(571.5)

БУТОВ Ю. П.

НЕКОТОРЫЕ ПРОБЛЕМЫ ДОМЕЗОЗОЙСКОЙ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ САЯНО-БАЙКАЛЬСКОЙ ГОРНОЙ ОБЛАСТИ

Пересмотр традиционных представлений, касающихся домезозойской стратиграфии региона, вскрыл основные нерешенные проблемы его геологической истории: условность интерпретации протерозойского этапа геологического развития; дискуссионность представлений о тектоническом режиме эпохи образования венд-кембрийских карбонатных формаций; неопределенность возрастного интервала и особенностей орогенного этапа.

Широкое международное признание байкальской эпохи складчатости как явления планетарного масштаба обуславливает неутраченный интерес к геологической истории ее тектонотипа — Саяно-Байкальской горной области. Длительное время концепция байкалид развивалась в двух основных вариантах. По Н. С. Шатскому [31], геосинклинальное развитие региона завершилось в самом конце протерозоя или начале кембрия. Нижнепалеозойские отложения тектонотипа байкалид рассматриваются как типичные орогенные и платформенные формации. Е. В. Павловский [20] предложил ограничить верхний возрастной предел байкальской складчатости концом докембрия. По его мнению, для Саяно-Байкальской горной области завершающей эпохой складчатости была раннекаледонская, имевшая совершенно самостоятельное значение. Многолетняя дискуссия оказалась бесплодной. В последние годы происходит резкое обострение разногласий [3, 4], выдвинуты принципиально новые представления, например об отсутствии байкалид в пределах тектонотипа [5, 9, 28, 30], о рифтогенном стиле развития в позднем докембрии — кембрии [15].

Недавно на основе сводки биостратиграфических материалов последних лет автор [6, 7] проанализировал наметившиеся коррективы домезозойской стратиграфии южной половины Саяно-Байкальской горной области, что дает возможность более объективно реконструировать некоторые моменты геологической истории региона. Всесторонний анализ геологии северной части Саяно-Байкальской горной области выполнен В. С. Федоровским [28], с выводами которого хорошо согласуются наши построения.

Традиционно Саяно-Байкальская горная область подавляющим большинством геологов рассматривалась как область глубоко эродированного докембрийского складчатого фундамента, на котором сохранились лишь небольшие останцы палеозойских образований. Фактический материал (рис. 1), изложенный в [6, 7], вскрывает недостаточную строгость исходных положений устоявшихся схем стратиграфии. Во-первых, нижний контакт фаунистически охарактеризованных нижнекембрийских карбонатных отложений почти везде тектонический. Единичные наблюдения наращивания разреза кембрийских карбонатных толщ вниз пачкой терригенных пород небольшой мощности (150—250 м) не могут считаться достаточно строгим доказательством того, что палеозой начинается мощными терригенами отложениями, особенно учитывая тот факт, что изолированные выходы терригенных отложений, считавшихся базальными для разреза палеозоя, как оказалось, повсеместно относятся к более молодым стратиграфическим уровням (ордовик — мезозой). Следовательно, пока нет вполне надежных наблюдений ниже геостратиграфического контакта палеозоя. Во-вторых, выяснилось, что достоверность выделения протерозоя при помощи биостратиграфического метода (микрофитолиты, строматолиты) невелика.

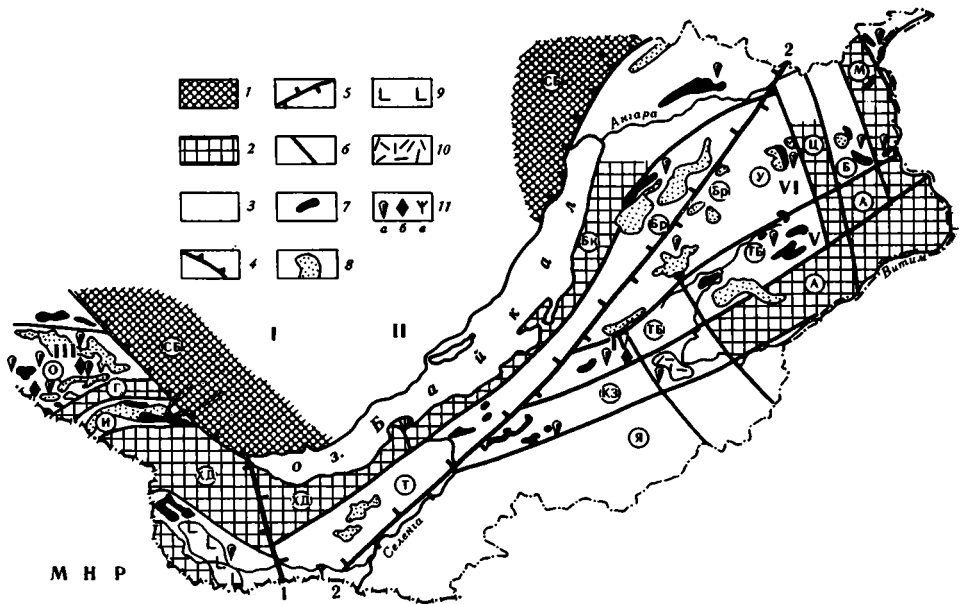


Рис. 1. Тектоническая схема Саяно-Байкальской горной области для венд-раннекембрийского этапа

1 — Саяно-Байкальское (СБ) краевое поднятие Сибирской платформы; 2—3 — Саяно-Байкальская область: 2 — зоны предполагаемого «раскрытия» новой коры океанического типа («шейкового» метаморфизма?) с отдельными останцами раннедокембрийской континентальной коры (буквы в кружках — глыбы: Гарганская (Г), Хамар-Дабанская (ХД), Байкальская (Бк), Амалатская (А), Ципинская (Ц), Муйская (М)), 3 — миогеосинклинальные прогибы с единичными вулканическими очагами: Окинский (О), Ильчирский (И), Темникский (Т), Яблоновой (Я), Курбино-Зазинский (КЗ), Турка-Багдаринский (ТБ), Баргузинский (Бр), Уakitский (У), Бамбуйский (Б); 4 — Саяно-Байкальский краевой шов; 5 — бисекторные зоны: Саяно-Байкальская (1), Байкало-Патомская (2); 6 — некоторые граничные глубинные разломы; 7—10 — площади современных выходов формаций: 7 — белочетных известняково-доломитовых (крупных морских банок), 8 — темноцветных известняково-глибы (нижняя часть карбонатного шельфа), 9—10 — вулканогенных (останцы тектонических покровов со значительными горизонтальными перемещениями): 9 — базальтовой, 10 — дацит-плагиориолитовой; 11 — участки находок органических остатков: а — нижнего — среднего кембрия, б — верхнего кембрия — девона, в — карбона — перми. I—VI — участки составления стратиграфических колонок (см. рис. 2)

В-третьих, радиологическое обоснование выделения протерозоя по существу отсутствует, ибо подавляющая часть определений дает цифры в пределах среднего — позднего палеозоя. Такие образом, на настоящей стадии исследований в пределах рассматриваемой территории протерозой выделяется в основном условно. Сейчас неясно даже, какие стратифицированные образования являются действительно протерозойскими, не говоря об их стратиграфической последовательности. Однако выделение по крайней мере двух домезозойских структурных этажей не вызывает дискуссий. Древнейший из них охватывает глубоко метаморфизованные комплексы пород, слагающих краевой выступ Сибирской платформы и отдельные блоки в пределах ее складчатого обрамления. Общепринятая датировка этого структурного этажа археем — ранним протерозоем основана на единичных радиологических определениях, наличии реликтов гранулитовой фации метаморфизма и логических построениях. Ультраметаморфиты имеют незначительное площадное распространение. Почти все остальные стратифицированные породы, в том числе относительно метаморфизованные, относившиеся до последнего времени к раннему, среднему и позднему протерозою, скорее всего входят в состав верхнего структурного этажа — палеозойского. Существование еще одного домезозойского структурного этажа — байкальского — пока не имеет серьезной аргументации, хотя возможность наличия отложений рифейского возраста в принципе оспаривать трудно.

Широко известные схемы стратиграфии палеозоя Саяно-Байкальской горной области [2, 22] исходят из молчаливого предположения об исключительной фациальной устойчивости большинства свит, которые на больших площадях сменяют одна другую якобы практически только по разрезу. Новые палеонтологические материалы свидетельствуют о синхронности ряда толщ, принадлежащих резко отличным формациям [6, 7], и, следовательно, о значительных фациальных изменениях по laterали. Однако многие вопросы стратиграфических корреляций остаются нерешенными, что существенно затрудняет корректировку стратиграфических построений. На настоящей стадии исследований можно наметить только основные контуры новой схемы стратиграфии палеозоя региона.

Традиционно выделяются [2] три основных типа разрезов первой половины кембрия: 1) офиолитовый (бассейн р. Джиды); 2) осадочно-вулканогенный с преобладанием средних и кислых эффузивов (Еравнинский район); 3) карбонатно-терригенный (остальная территория Саяно-Байкальской горной области).

В последние годы появились материалы о более широком распространении офиолитов, небольшие выходы которых установлены на многих участках Саяно-Байкальской горной области. Предшественниками они обычно включались в состав различных интрузивных комплексов. Наиболее детально изучена офиолитовая ассоциация юго-восточной части Восточного Саяна [11, 12], аллохтонное залегание которой, очевидно, характерно и для офиолитов других регионов Саяно-Байкальской горной области.

Нижекембрийские осадочно-вулканогенные образования Еравнинского района с современных позиций можно интерпретировать как типичную островодужную ассоциацию пород (дацит-плагиориолитовая формация). По Н. Л. Добрецову [11], к этой же формации относится осадочно-вулканогенная толща окинской серии в Восточном Саяне, в результате палеозойских горизонтальных перемещений тектонически совмещенная с терригенным флишом ордовик-силурийского возраста. Представляется, что в дальнейшем островодужная ассоциация может быть установлена и в других районах Саяно-Байкальской горной области (вулканогенные образования точерской и бурундинской свит Витимского плоскогорья, уколкитская свита Баргузинского хребта и т. п.).

При аллохтонности офиолитовой и, вероятно, значительной части островодужной формаций они должны интерпретироваться как образования структурно-формационных зон, расположение которых не совпало с современными выходами их пород. В стратиграфических построениях породы этих формаций необходимо рассматривать как отдаленный возрастной аналог соответствующих частей разреза автохтона (параавтохтона), а не включать в общий стратиграфический разрез. Скорее всего только так удастся создать непротиворечивые схемы стратиграфии, например, для Джидинского района.

Нижним членом карбонатно-терригенного типа разреза, по-видимому, являются терригенные отложения. Их объем и формационный облик неясны, так как достаточно достоверные фрагменты разреза имеют мощность не более первых сотен метров. Фаунистически охарактеризованные венд-раннекембрийские карбонатные толщи (на некоторых участках верхний возрастной диапазон поднимается до верхов амгинского яруса среднего кембрия) представлены двумя заметно отличающимися комплексами пород. Наиболее хорошо изучены светлоокрашенные известняково-доломитовые массивы, в породах которых первые находки кембрийской фауны сделаны еще в 30—40-х годах (боксонская серия, курбинская, тилимская, бирамьинская, бамбуйская, юктоконская свиты и их аналоги). Достаточно детальные описания их литологии содержатся во многих публикациях [2, 22 и др.]. В последнее десятилетие установлены нижекембрийские карбонатные толщи иного облика: темноцветные существенно известняковые с флишовой стратификацией. Они слагают крупные поля на северном крыле Окинской антиформы в Восточ-

ном Саяне (до находок фауны картировались как монгошинская серия позднего протерозоя) и в северо-западной части Витимского плоскогорья (икатская свита).

Обычно верхние части раннекембрийских карбонатных толщ «срезаны» разрывными нарушениями, но на ряде участков сохранились фрагменты согласно налегающих существенно терригенных, в основном темноцветных отложений (мангатгольская, якшинская, пановская свиты и их аналоги). Нижняя граница последних «скользит» от верхов ленского яруса (пановская свита) до середины среднего кембрия (мангатгольская свита). Верхний возрастной предел, вероятно, относится к ордовику.

Основная масса палеозойских стратифицированных образований рассматриваемой части Саяно-Байкальской горной области представлена мощными зеленоцветными терригенно-сланцевыми толщами (окинская серия Восточного Саяна, точерская свита Витимского плоскогорья и их аналоги). Расчленение их весьма монотонных разрезов при геологическом картировании вызывает значительные затруднения. Имеющиеся палеонтологические материалы свидетельствуют о большом стратиграфическом интервале накопления зеленоцветных толщ — от ордовика (на отдельных участках, возможно, от среднего кембрия) до раннего девона [6]. Близкий возрастной диапазон имеют некоторые красноцветные (сархайская серия и яматинская свита Восточного Саяна, возможно, ямбуйская свита юго-западной части Витимского плоскогорья и др.) и темноцветные карбонатные формации (ухагольская и харанурская фосфоритоносные толщи Восточного Саяна, возможно, нерундинская свита Южно-Муйского хребта). Контакты всех этих толщ практически повсеместно тектонические. Встречающиеся указания о стратиграфических взаимоотношениях дискуссионны. На настоящей стадии исследований представляется, что литологическим фоном ордовика — девона являются мощные монотонные зеленоцветные толщи, на отдельных участках вмещающие крупные тела черносланцевых, карбонатных и красноцветных формаций.

Верхний возрастной предел геосинклинальных отложений Саяно-Байкальской горной области можно наметить, приняв, что вся рассматриваемая территория в палеозое развивалась как единое целое и этапность развития во всех районах, входящих в ее состав, была близкой по возрасту. Самыми молодыми органическими остатками, установленными в геосинклинальных образованиях, являются девонские в верхах окинской серии [6]. Для уточнения возраста до отдела материалов пока недостаточно. В явно постгеосинклинальных отложениях органические остатки установлены только в гунзанской свите бассейна р. Джиды (средний — верхний карбон — пермь). Таким образом, можно предполагать, что замыкание геосинклинального режима в Саяно-Байкальской горной области произошло в интервале девон — середина карбона.

Основные положения изложенной выше схемы стратиграфии палеозоя Саяно-Байкальской горной области хорошо гармонируют со стратиграфическими построениями для территории Алтае-Саянской складчатой области [24] и Западной Монголии [10]. Для всех стратиграфических подразделений Саяно-Байкальской горной области на сопредельных территориях легко подобрать литолого-стратиграфические аналоги. Одновременно можно наметить некоторые общие проблемы стратиграфии региона на ближайшее будущее. В частности, в Саяно-Байкальской горной области не улавливаются среднекембрийский и раннеордовикский региональные перерывы в осадконакоплении — события, занимающие важное место в реконструкциях геологической истории сопредельных складчатых областей. Заслуживают внимания сопоставления с прилегающими районами Сибирской платформы (рис. 2), учитывая созвучность геологического развития южной части Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. Стратиграфическая последовательность на платформе, во-первых, не искажена чешуйчато-покровной тектоникой, как выясняется, широко развитой в складчатом обрамлении [11, 18], во-вторых, более чувствительна к региональным регрессиям моря. По совре-

Система	Отдел	Сибирская платформа		Саяно-Байкальская складчатая область				
		Иркутская зона	Западное Прибайкалье	Восточный Саян	Витимское плоскогорье Реки Турка, Кыдымит	Р. Багдарин	Южно-Муйский хребет	
		I	II	III	IV	V	VI	
Девонская ?	Верхний			?				
	Средний							
	Нижний							
Силурий-Саянская	Верхний			Яматинская св. >1000м	?	Бурчундinskая св. 700м	Санская сер. 1250м	
	Нижний	Ярская и Кежемская св. 320м		Олунская серия			Мутунная св.	
Ордовикская	Верхний	Братская св.						
	Средний	Мамырская св.	70м					
		Бадарановская св.	25-100м					
	Нижний	Ийская св. 140-320м						
Кембрийская	Верхний	Илгинская св. 140м	Хандинская св. 170м	Мангатгольская св.	Пановская и Судангинская свиты			
	Средний	Верголенская св. 460м		1500м				
		Литвинцевская св.						
	Нижний	?	Ангарская св. 380-420м	Хютенская св. 300м				
			Булайская св. 130м	Нюргатинская св.				
		Бельская св. 330-360м		800-950м				
		Усольская св. 330-660м		800-950м				
				800-950м				
Венд	Мотская серия 460-750м	Кочергатская св. 900-2300м	Забитская св. 800м	Курбинская св. 1500-2000м	Балбазарская св. >1500м	Доломиты	Доломиты	
Рифей	Верхний	Олунская св. 400-650м	Олунская серия 1000-1800м	?		Тилцкая серия	Юктоконская серия	
			Улунтуйская св. 1300м					
	Средний		Байкальская серия 1200м					
			Нуганская св. 700м					
Нижний		Анайская св. 1850-2650м						

Рис. 2. Схема корреляции палеозойских отложений южной части Сибирской платформы и Саяно-Байкальской горной области

менным представлениям [21, 27], во внутренних частях Иркутского амфитеатра разрез кембрия, ордовика и силура непрерывен, т. е. косвенно подтверждается отсутствие в Саяно-Байкальской горной области среднекембрийского и раннеордовикского региональных перерывов в осадконакоплении. Другим важным фактом является непрерывность разреза вендских и рифейских отложений, накапливавшихся в авлакогенообразных прогибах и согласно подстилающих кембрийскую карбонатную толщу, сплошным чехлом перекрывающую всю Сибирскую платформу. Эти особенности геологического строения южной части Сибирской платформы использованы В. В. Хоментовским [30] в качестве доказательств, что первой настоящей завершающей складчатостью в регионе была салаир-

ская. Можно добавить, что они косвенно аргументируют наличие в Саяно-Байкальской горной области геологических образований венд-рифейского возраста, которые из-за отсутствия нормальных стратиграфических контактов с палеозойскими отложениями, по-видимому, включаются как палеонтологически немые толщи в состав палеозойского структурного этажа.

Пересмотр представлений о стратиграфии Саяно-Байкальской горной области закладывает основу для принципиально новой интерпретации геологической истории южного обрамления Сибирской платформы. Концепция унаследованного, сквозного геосинклинального развития Саяно-Байкальской горной области в течение всего протерозоя и первой половины кембрия [4, 23] в сущности лишилась фактического обоснования. История геологического развития рассматриваемой территории в докембрии сейчас вообще не поддается конкретной расшифровке. Можно высказать только некоторые общие соображения, увязывающие имеющиеся материалы с обобщениями по сопредельным территориям [15, 28, 30], Уралу [13, 14], а также глобальными [17]. В. С. Федоровский [28] выделяет в допалеозойской геологической истории рассматриваемого региона три главных мегахрона: архейский, раннепротерозойский и рифейский. Сформировавшаяся в архее гранулит-базитовая протокора оценивается как слабоконсолидированная. В результате ее дальнейших преобразований в конце раннего протерозоя происходит становление зрелой континентальной коры с мощным «гранитным» слоем. По-видимому, территории Саяно-Байкальской горной области и Сибирской платформы входили в состав единой палеоплатформы. Расшифровка сущности третьего мегахрона — рифейского — наиболее сложна из-за крайней дискуссионности выделения образований этого возрастного диапазона. По Е. Е. Милановскому [17], поздний рифей — венд был планетарной мега-эпохой интенсивного рифтогенеза, в течение которой земная кора испытывала преимущественно растяжение. Можно предполагать, что при этом раннепротерозойская континентальная кора палеоплатформы на многих участках была разорвана. В пределах южной половины нынешней Сибирской платформы заложилась авлакогенообразные прогибы, в которых накапливались рифейские отложения, основной объем которых представлен байкальской серией и ее аналогами [30]. На территории Саяно-Байкальской горной области развитие рифтовых структур должно было бы происходить более активно и скорее всего более контрастно, с постепенным преобразованием рифтогенного режима в геосинклинальный. Представляется, что современные контуры южной части Сибирской платформы оформились в результате эволюции системы рифтов в миогеосинклинальные прогибы. В этих пограничных с Сибирской платформой структурах с начала рифея и, вероятно, до второй половины палеозоя происходило накопление мощных преимущественно терригенных, локально-терригенно-вулканогенных толщ. Нынешний облик пояса сильнометаморфизованных пород, выходящих вдоль границ с Сибирской платформой в пределах полосы шириной до 100 км, определили в основном события нескольких этапов: «шейкового» метаморфизма (по [13, с. 65—67]) — отражает образование, развитие и разрыв «шейки», соединяющей раздвигающиеся плиты), и более поздних — сжатия земной коры. Примером образований шовной зоны могут оказаться метаморфические толщи хребта Хамар-Дабан. Хотя расшифровка их многокилометрового разреза пока неоднозначна, но характерно отсутствие выдержанных горизонтов конгломератов, которые можно было бы трактовать как региональные перерывы в осадконакоплении [32]. В последнее время появились сообщения о находках в этих толщах остатков палеозойской биоты. Ю. П. Катюха установил обломки граптолитов и хитинозои ордовика — силура в шубутуйской свите р. Хангарул. В образцах, отобранных А. Д. Дарижаповым на берегу Байкала несколько севернее устья р. Селенги, К. Б. Корде определила раннекембрийские водоросли [7]. Эти первые, в сущности чисто случайные, данные можно истолковать как подтверждающие непрерывность осадконакопления в рифее и

раннем палеозое не только в Иркутском амфитеатре, но и в шовной зоне между Сибирской платформой и ее обрамлением. Самый край Сибирской платформы в течение всего этого времени, за исключением, возможно, раннего— среднего кембрия, был приподнят и служил областью денудации. Судя по литологии и объему рифейско-вендских терригенных отложений юго-запада Сибирской платформы, детально описанных Ю. К. Советовым [25], их формирование произошло в результате размыва длительно существовавших небольших поднятий. Основным источником терригенного материала шовной зоны были, вероятно, значительно более крупные поднятия внутри рифтовой (позднее геосинклинальной) области. В отношении структурного плана Саяно-Байкальской горной области в рифее — венде сейчас можно высказать только некоторые самые общие соображения. Вполне возможно, расположение основных структурных элементов контролировалось сетью длительно существовавших (с начала рифея) глубинных разломов, метко названной Н. А. Флоренсовым структурой «птичьего крыла», а также так называемых биссекторных зон, выделенных В. П. Арсентьевым [1]. Использование при тектоническом районировании формационного анализа стратифицированных образований затруднительно не только из-за слабой разработки венд-рифейской стратиграфии, но и ввиду широкого проявления покровной тектоники [11] и, следовательно, аллохтонности современных площадей распространения многих формаций, в том числе такой специфической, как офиолитовая. Попытки конкретизации заложения и начальных (допалеозойских) этапов развития палеозойд Саяно-Байкальской горной области в настоящее время представляются преждевременными.

Первые более или менее конкретные реконструкции некоторых моментов геологической истории рассматриваемой территории относятся к интервалу времени от конца венда до середины кембрия, которое соответствует возрастному диапазону накопления мощных карбонатных толщ боксонской серии и ее аналогов. Широко распространено мнение, что карбонатные образования этого этапа развития региона покрывали сплошным чехлом большую часть Саяно-Байкальской горной области. Эти представления являются основой далеко идущих выводов о режиме геологического развития в палеозое как об «известняковой геосинклинали» [2] или как о крупной области поднятия, близкой к срединным массивам [29]. Отдельные исследователи (А. П. Таскин, Г. Л. Митрофанов, М. М. Язмир) возрождают взгляды о платформенном характере венд-среднекембрийских карбонатных формаций Саяно-Байкальской горной области, считая, что последняя составляла единое целое с Сибирской платформой до середины среднего кембрия, когда якобы и произошло заложение геосинклинальной системы. В сущности интерпретация условий образования венд-среднекембрийских карбонатных формаций во многом предопределяет все предложенные концепции геологической истории Саяно-Байкальской горной области в палеозое. Однако исходная предпосылка этих построений — гигантский венд-среднекембрийский карбонатный чехол на значительной части территории Саяно-Байкальской горной области — не твердо установленный факт (как на Сибирской платформе), а только предположение. Известные поля фаунистически охарактеризованных кембрийских карбонатных пород занимают всего около 1% рассматриваемой территории, причем распределены они неравномерно в виде полосовидных скоплений (см. рис. 1). В пределах этих полос находятся также все основные выходы палеонтологически немых карбонатных толщ (примерно 2% рассматриваемой территории), так что при любой датировке последних общая картина не изменится. При поисках бокситов и фосфоритов, а также биостратиграфических исследованиях были изучены практически все сколько-нибудь крупные участки развития палеонтологически охарактеризованных венд-среднекембрийских карбонатных отложений [2, 16]. Установлена их большая литологическая изменчивость: все выделяемые по литологическим признакам свиты за пределами стратотипических местностей картируются

по существу со значительной степенью условности. Большая часть венд-среднекембрийских карбонатных отложений характеризуется преобладанием доломитов, массивным строением и белой окраской пород. Значительная часть их разреза представлена фациями приливно-отливной зоны с широким развитием строматолитовых доломитов и водорослево-археоциатных биогермов, наличием на многих участках горизонтов переотложенных кор химического выветривания (бокситы, аллиты) и терригенных пород (полимиктовых конгломератов, песчаников, алевролитов). О диапазоне фациальной изменчивости венд-кембрийских карбонатных толщ позволяют судить темноцветные флишоидные известняковые толщи Восточного Саяна и Икатского хребта [6], которые можно интерпретировать как осадки подводных склонов крупных морских карбонатных банок. Принципиальное значение имеет совершенно различная металлогеническая специализация венд-кембрийских карбонатных формаций Саяно-Байкальской горной области (бокситы, фосфориты, железные и марганцевые руды) и южной части Сибирской платформы (один из крупнейших в мире солеродных бассейнов). Совокупность имеющихся материалов не позволяет рассматривать венд-кембрийские карбонатные формации Саяно-Байкальской горной области как разновидность платформенных или жестких структур типа крупных срединных массивов. Это типично геосинклинальные формации, условия образования которых давно хорошо изучены [19, с. 76, 101, 106, 110; 26, с. 266—270]. Они характерны, в частности, для крупных карбонатных банок, развивающихся в прогибах, окаймляющих эвапоритовый шельф (Иркутский амфитеатр в кембрии). Достаточно корректно выглядит предположение, что в конце рифтогенного этапа развития Саяно-Байкальской горной области (конец позднего рифея) произошла деструкция рифтогенных областей поднятия с формированием чередующихся горстов и грабенных. В аналогичных ситуациях [26, с. 267] локализация карбонатных банок происходит «в период экстремальных погружений, которые следовали сразу после тектонической фрагментации». Современное залегание крупных карбонатных построек только в тектонических покровах носит явно закономерный характер, свидетельствуя о позднейшем преобразовании подводных возвышенностей в крупные островные поднятия кордильерного типа. С последними, как известно, связывается образование гравитационных покровов. Несмотря на аллохтонность нынешних выходов венд-среднекембрийских карбонатных формаций, полосовидность полей их распространения дает некоторые представления о региональном структурном плане первой половины кембрия, подтверждая консервативность структуры «птичьего крыла».

Характер осадконакопления в прогибах, граничивших с карбонатными банками, пока неясен. Это могли быть в одних случаях зоны некомпенсированного осадконакопления, в других — формирования офиолитовых комплексов. При наличии крупных горстообразных поднятий, возвышавшихся над уровнем моря, могли накапливаться мощные терригенные толщи (наиболее возможный вариант для шовных прогибов вдоль границы с Сибирской платформой, которые, вероятно, выполняли функции впадин-барьеров, препятствовавших поступлению терригенного материала на платформу). Фактический материал сейчас имеется только по офиолитовым образованиям, слагающим крупный массив в бассейне р. Джиды [2] и небольшие выходы на остальной территории Саяно-Байкальской горной области. Офиолиты изучены слабо. Их возрастная датировка (V—Є) опирается на находки тел археоциатов известняков в вулканогенной толще р. Джиды. Но при широком распространении трактовке этих известняков как рифогенных образований вмещающие их породы, очевидно, правильнее рассматривать как островодужную формацию, тектонически совмещенную с офиолитовой. С другой стороны, приводимые описания геологической обстановки допускают, что по крайней мере часть находок археоциат относится к смешанной олистостроме. Очевидно, в настоящее время преждевременно заниматься конкретизацией палеотектонической и палеогеографической обстановок, су-

ществовавших на территории Саяно-Байкальской горной области в венде и первой половине кембрия. Наши возможности пока не выходят за пределы принципиальной характеристики этого этапа геологического развития региона как эпохи очень высокой тектонической активности (в отличие от традиционных взглядов на венд — ранний кембрий как стадию относительно тектонического покоя).

Следующий этап геологического развития Саяно-Байкальской горной области охватывает время от середины среднего кембрия до второй половины силура. К этому возрастному диапазону относится формирование формаций двух основных типов: терригенных флишоидных (автохтон) и существенно вулканогенных островодужных (?) (аллохтон?). В Восточном Саяне на Дибинско-Сархойском междуречье намечается постепенный латеральный переход от терригенной флишоидной формации (дибинская свита) к красноцветной эффузивно-терригенной формации (стратотипическая местность сархойской серии). Последняя характеризуется скорее всего край микроконтинентальной глыбы, так как на остальной территории Саяно-Байкальской горной области красноцветные отложения, условно датированные в широком интервале от венда до девона, известны только на нескольких участках в обрамлении архейских глыб: Амалатской (левобережье Витима близ устья р. Зазы, Багдаринский район) и Северо-Муйской (бассейн р. Киляны). Близ других глыб, например Гарганской (Восточный Саян), Гаргинской (Икатский хребет), Байкальской, красноцветы отсутствуют. Геофизические материалы по Гарганской глыбе позволяют предполагать отсутствие у нее корней, т. е. интерпретировать как тонкую тектоническую пластину. Сходную природу имеет, вероятно, Гаргинская глыба. Прямыми геологическими наблюдениями установлено, что ее южная часть надвинута на палеозойскую рудоносную толщу Икатского месторождения марганца.

Быстрое изменение фаций флишоидных формаций по латерали свидетельствует о сложной структуре флишевых прогибов, однако конкретизировать сейчас можно только некоторые особенности их строения. Основным источником обломочного материала в послесреднекембрийское время служили, по-видимому, унаследованные от раннего кембрия микроконтиненты и субэаральные горстовые поднятия. Они находились на взброшенных крыльях зон глубинных разломов разграничивавших крупные блоки земной коры. Очевидно, области денудации окаймлялись шельфовой зоной (накопление красноцветных терригенных и вулканогенно-терригенных толщ) только в пределах этих взброшенных крыльев. В опущенных блоках и осевых частях прогибов накапливался терригенный флишоид (окинская серия Восточного Саяна, сивоконская, точерская свиты Витимского плоскогорья и т. п.). В районах карбонатных банок первой половины кембрия седиментация носила иной характер. В среднем кембрии фундамент банок, вероятно, испытал деструкцию с формированием мелкоступенчатого рельефа, отдельные элементы которого были представлены постепенно расширявшимися островами. Денудация последних поставила ограниченное количество терригенного материала, что, с одной стороны, способствовало периодическому проявлению карбонатной седиментации (харанурская, ухагольская толщи и их аналоги), с другой — заметной роли в осадках углеродистого вещества (мангатгольская, якишинская свиты, харанурская толща и их литолого-стратиграфические аналоги). На локальных участках происходила интенсивная вулканическая деятельность, но реконструкции местоположения островных дуг препятствует вероятная аллохтонность современных выходов соответствующих вулканогенных формаций.

В интервале между серединой силура — концом девона предполагается быстрое нарастание сжимающих движений земной коры. Из внутренних (?) областей Саяно-Байкальской геосинклинали начинают перемещаться покровы офиолитов и островодужной ассоциации пород, сопровождаемые образованием олистостром во флишегенных прогибах, где продолжалось накопление терригенного флишоида. Восходящие движения постепенно захватывают венд-среднекембрийские карбонатные бан-

ки и шельфовое обрамление микроконтинентов. Они осушаются, продолжая воздыматься, при этом с них начинают сползать покровы, карбонатные (боксонская серия, харанурская толща и их аналоги) и красноватые терригенно-вулканогенные (сархойская серия и ее аналоги), с накоплением в замыкающихся флишегенных прогибах соответствующих олистостром. Постепенно происходит окончательное замыкание геосинклинальных прогибов. К этому времени относится формирование колоссальных гранитоидных батолитов, наиболее ярким представителем которых является Баргузинский. Расшифровка орогенного этапа развития остро дискуссионна. В частности, обращает внимание отсутствие среди формаций, традиционно относимых к орогенным, мощных многокилометровых предгорных моласс. В составе предполагаемых орогенных формаций (сагансайрская, иташинская, багдаринская и некоторые другие свиты), пользующихся крайне ограниченным распространением, основную роль играют песчаники, отмечаются крупные линзы карбонатных пород. Материалы по датировке этих формаций скудны и противоречивы. Вполне возможно, что традиционный комплекс орогенных формаций палеозойд Саяно-Байкальской горной области является гетерогенным, объединяющим отложения различного возраста и разной формационной принадлежности. Из-за ограниченного объема статьи проблема орогенных формаций и соответствующего этапа геологического развития палеозойд в дальнейшем будет рассмотрена отдельно.

Охарактеризованные выше реконструкции геологической истории Саяно-Байкальской горной области значительно более схематичны, чем у Л. И. Салопа [22, 23], В. Г. Беличенко [2, 3] или в ранних работах автора [8]. Но это не шаг назад, а приведение в соответствие с реальными знаниями геологии Саяно-Байкальской горной области. Вполне однозначен главный принципиальный вывод: в пределах рассмотренной территории выделение любого варианта байкалид не имеет какого-либо фактического обоснования. Концепция байкалид сейчас поддерживается только традициями, недостаточно строгими наблюдениями (и выводами) и пробелами наших знаний. В создавшейся ситуации необходимо отказаться от дальнейшего использования термина «байкалиды».

Литература

1. *Арсентьев В. П.* О поперечных структурах, расположенных по биссекторам складчатых и островных дуг//Геотектоника. 1966. № 6. С. 94—99.
2. *Беличенко В. Г.* Каледониды Байкальской горной области. Новосибирск: Наука, 1977. 134 с.
3. *Беличенко В. Г.* Ранние или полные каледониды Саяно-Байкальской горной области//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1983. № 1. С. 68—75.
4. *Булгатов А. Н.* Тектонотип байкалид. Новосибирск: Наука, 1983. 193 с.
5. *Бутов Ю. П.* Проблема байкалид юго-восточной части Восточного Саяна//Геотектоника. 1979. № 3. С. 42—48.
6. *Бутов Ю. П.* Некоторые проблемы домезозойской стратиграфии Саяно-Байкальской горной области. Статья 1. Кризис традиционной схемы стратиграфии//Бюл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд. геол. 1985. Т. 60. Вып. 6. С. 40—53.
7. *Бутов Ю. П.* Некоторые проблемы домезозойской стратиграфии Саяно-Байкальской горной области. Статья 2. Новые данные о возрасте домезозойских толщ//Бюл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд. геол. 1986. Т. 61. Вып. 2. С. 91—104.
8. *Бутов Ю. П., Волколаков Ф. К., Ивойлов Ю. А.* Палеогеография территории БурАССР в кембрий//Вопросы тектоники Бурятской АССР и сопредельных территорий. Улан-Удэ: Тр. БКНИИ СО АН СССР. 1966. Сер. геол. Вып. 21. С. 19—39.
9. *Бутов Ю. П., Литвиновский Е. А., Занвилевич А. Н.* Проблема байкалид в свете новых данных по стратиграфии и магматизму центральной части Байкальской горной области//Геотектоника. 1974. № 2. С. 60—71.
10. *Дергунов А. В., Лувсанданзан Б., Павленко В. С.* Геология Западной Монголии//Тр. совместной Советско-Монгольской научно-исслед. геол. эксп. Вып. 31. М.: Наука, 1980. 195 с.
11. *Добрецов Н. Л.* О покровной тектонике Восточного Саяна//Геотектоника. 1985. № 1. С. 39—50.
12. *Добрецов Н. Л., Конников Э. Г., Медведев В. Н., Скляр Е. В.* Офиолиты и олистостромы Восточного Саяна//Рифейско-нижнепалеозойские офиолиты Северной Евразии. Новосибирск: Наука, 1985. С. 34—58.
13. *Иванов С. Н.* О байкалидах Урала и природе метаморфических толщ в обрамлении эвгеосинклиналей. Свердловск: Ин-т геологии и геохимии АН СССР, 1979. 78 с.
14. *Иванов С. Н.* О байкалидах Урала и Сибири//Геотектоника. 1981. № 5. С. 47—63.

15. *Ильин А. В.* Геологическое развитие Южной Сибири и Монголии в позднем докембрии — кембрии. М.: Наука, 1982. 115 с.
16. *Ильина Н. С.* Геология и генезис боксонских бокситов в Восточном Саяне//Бокситы, их минералогия и генезис. М.: Изд-во АН СССР, 1958. С. 267—281.
17. *Милановский Е. Е.* Рифтогенез в истории Земли (рифтогенез на древних платформах). М.: Недра, 1983. 280 с.
18. *Моссаковский А. А., Дергунов А. В.* Каледониды Казахстана и Центральной Азии (тектоническая структура, история развития и палеотектонические обстановки)//Геотектоника. 1983. № 2. С. 16—33
19. *Обузн Ж.* Геосинклинали. Проблемы происхождения и развития. М.: Мир, 1967. 302 с.
20. *Павловский Е. В.* Геологическая история и геологическая структура Байкальской горной области. М.: Изд-во АН СССР, 1948. 174 с.
21. Решения Всесоюзного стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и четвертичной системе Средней Сибири. Ч. 1. Верхний протерозой и нижний палеозой. Новосибирск: Наука, 1983. 215 с.
22. *Салоп Л. И.* Геология Байкальской горной области. Т. 1. М.: Недра, 1964. 516 с.
23. *Салоп Л. И.* Геология Байкальской горной области. Т. 2. М.: Недра, 1967. 700 с.
24. *Сенников В. М.* История развития структур южной части Алтае-Саянской складчатой области в ордовике. Барнаул: Тр. СНИИГГиМС, 1977. Вып. 201. 134 с.
25. *Советов Ю. К.* Верхнедокембрийские песчаники юго-запада Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1977. 295 с.
26. *Уилсон Дж. Л.* Карбонатные фации в геологической истории. М.: Мир, 1980. 463 с.
27. *Фанерозой Сибири.* Т. 1. Венд, палеозой. Новосибирск: Наука, 1984. 192 с.
28. *Федоровский В. С.* Нижний протерозой Байкальской горной области. М.: Наука, 1985. 200 с.
29. *Хаин В. Е.* Региональная геотектоника. Внеалъпийская Азия и Австралия. М.: Недра, 1979. 356 с.
30. *Хоментовский В. В.* Байкальский комплекс и байкалиды//Геология и геофизика. 1984. № 8. С. 33—40.
31. *Шатский Н. С.* Избранные труды. Т. II. М.: Наука, 1964. 720 с.
32. *Шафеев А. А.* Докембрий Юго-Западного Прибайкалья и Хамар-Дабана. М.: Наука, 1970. 179 с.

Геологический институт
БФ СО АН СССР

Поступила в редакцию
12.V.1986

УДК 551.243.4(235.211)

ПОСПЕЛОВ И. И., СИГАЧЕВ С. П.

ФОРМИРОВАНИЕ РЕТРОШАРЬЯЖЕЙ ПАМИРА

Ретрошарьяжи развиты в пределах вариссид Северного Памира (Юго-Западный Дарваз) и в альпийской структуре Центрального Памира (Язгулемский хребет). На Юго-Западном Дарвазе ретрошарьяжи возникли в результате сдавливания пакета тектонических пластин, перекрывших на рубеже раннего и среднего карбона структуру типа краевого моря. В Центральном Памире формирование ретрошарьяжей связано с ростом перед фронтом гравитационного покрова поднятия и частичным сползанием с него аллохтонных масс в обратном направлении. Анализ рассмотренных в статье примеров показывает, что ретрошарьяживание аллохтонов является следствием структурной неоднородности и (или) тектонической активности автохтонов.

Ретрошарьяжи как особые геологические структуры и ретрошарьяживание как геологическое явление были впервые выявлены в начале 60-х годов при детальных исследованиях складчатых покровов сначала в Западных (Франко-Итальянских) Альпах [13], а затем в Бетской Кордильере на юге Испании [12, 14]. Первоначально под ретрошарьяжами понималось лишь обратные (встречные по отношению к главному направлению шарьяирования) надвиги меньшей амплитуды, усложняющие общую тектоническую структуру аллохтона. В дальнейшем при расшифровке покровно-складчатой структуры Бетской Кордильеры к ретрошарьяжам стали относить лежачие и опрокинутые складки, характеризующиеся встречной к направлению перемещения аллохтона вергентностью и осложненные надвигами и взбросами вдоль их осевых поверхностей. Таким образом, большое значение для выявления структур ретрошарьяживания имеет изучение вергентности складчато-разрывных деформаций тектонических покровов.

Как известно, вергентность — это направление одностороннего наклона складчатости, которое проявляется в опрокидывании складок в направлении надвигов и покровных перемещений. Соответственно антивергентностью можно считать наклон складок в направлении, обратном перемещению аллохтонных масс. В отечественной литературе шарьяжами принято называть пологие дизъюнктивные тектонические нарушения. Поэтому под ретрошарьяжами, на наш взгляд, следует понимать прежде всего обратные надвиги (что соответствует более точному переводу с французского языка), а антивергентные складки, осложненные разрывами, целесообразно объединять в группу структур ретрошарьяживания. Сложно построенные покровно-складчатые сооружения, где развиты ретроструктуры, могут характеризоваться общей антивергентностью или дивергентностью. Граница, разделяющая серии складок с различной вергентностью, называется «линией или зоной раздела» [2, с. 45].

Если вергентность структур отражает направление одностороннего тектонического напряжения, то ретрошарьяжи и антивергентные структуры должны были формироваться при смене направления приложенных тектонических усилий. Изучение ретрошарьяжей в Западных Альпах [15—17], а также работы авторов статьи на Памире показали, что процесс ретрошарьяживания в каждом регионе проявляется по-разному, может иметь неодинаковое морфологическое выражение и отличаться механизмом возникновения ретроструктур.

Структуры ретрошарьяживания в пределах Памирского региона развиты на Юго-Западном Дарвазе (варисская Калайхумб-Сауксайская зона Северного Памира) (рис. 1) и в альпийской структуре Язгулемского хребта (Центральный Памир) [4].

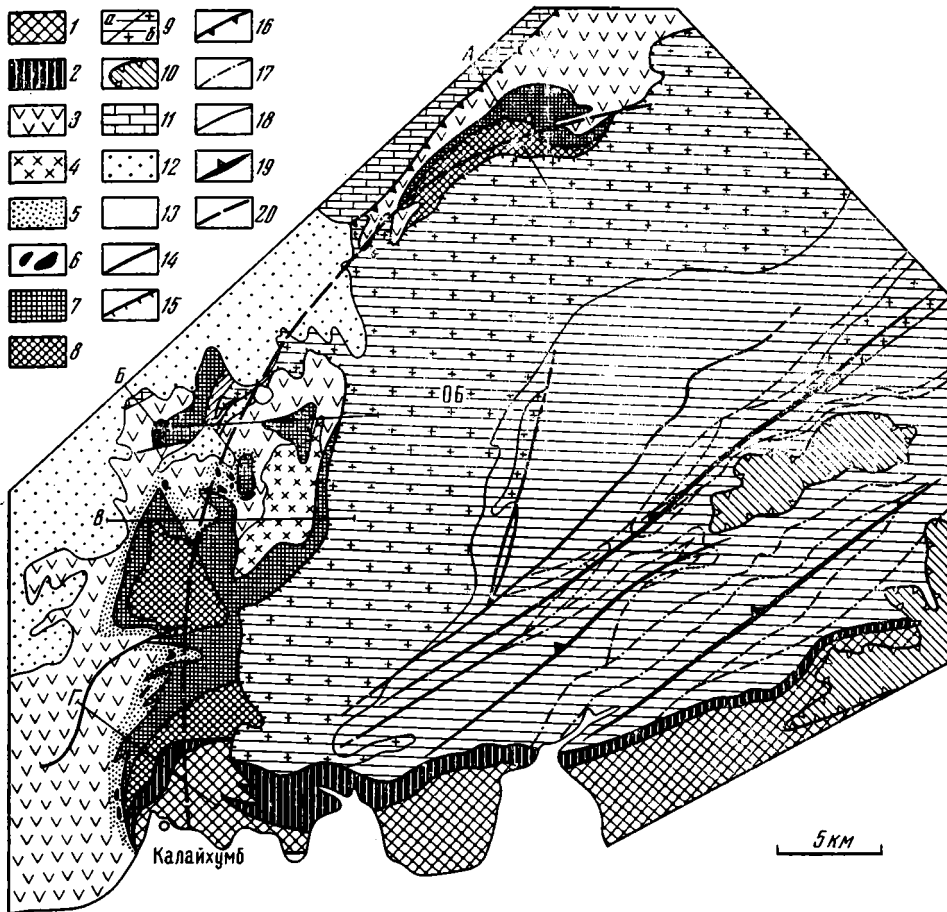


Рис. 1. Карта тектонических покровов Юго-Западного Дарваза
 1 — метаморфические породы ($PR_1?$) Курговатской зоны; 2 — ультрабазиты, серпентинитовый меланж; 3—5 — калайхумбский автохтонный комплекс: 3 — вулканические и вулканогенно-осадочные породы (C_1v-s), 4 — плагиограниты, гранодиориты, 5 — сланцевый олистостром ($C_{1s}-C_{2b_1}?$); 6—9 — висхарвский аллохтонный комплекс: 6 — олистолиты и олистолиты турне-визейских известняков, 7 — нижняя тектоническая пластина (известняки силура — девона), 8 — средняя тектоническая пластина (песчаники, сланцы венда — ордовика), 9 — верхняя тектоническая пластина (а — венд-каменноугольные отложения, б — гранитоиды); 10 — пологий надвиг белеулинской серии ($C_2-P_1?$); 11 — поздневарисский неовисхтон ($C_{2b_2}-P$); 12 — плиоценовые отложения; 13 — четвертичные отложения; 14 — тектонические контакты зоны Висхарвского разлома; 15 — тектонические контакты пластин висхарвского аллохтона; 16 — надвиг калайхумбского комплекса (C_1v-s) на нижнепермские отложения; 17 — послонные срывы внутри верхней тектонической пластины; 18 — прочие разрывные нарушения; 19 — оси антиклиналей висхарвского аллохтона; 20 — линия раздела вергентности складчато-разрывных дислокаций. Буквы на карте: Об — Обихумбоуский гранитоидный массив; линии А, Б, В, Г — положение на карте разрезов, изображенных на рис. 2

СЕВЕРНЫЙ ПАМИР

Тектоническую структуру варисской Калайхумб-Сауксайской зоны определяет широкое развитие тектонических покровов терригенно-карбонатных ($V-D$) и вулканогенно-осадочных ($C,t-v$) пород, которые на рубеже раннего и среднего карбона были шарьированы с юга на вулканические и вулканогенно-осадочные серии визе-серпуховского возраста [6]. Наиболее сложным строением характеризуются аллохтонные массы венда — визе на Юго-Западном Дарвазе (см. рис. 1), где они представляют собой дивертикуляционный пакет тектонических пластин [3]. Нижняя пластина сложена известняками ($S-D$), средняя — песчаниками, алевролитами, сланцами ($V-O$); мощная верхняя пластина — полным венд-визейским разрезом: песчаники, сланцы ($V-O$), известняки

(S — D), несогласно залегающие сланцы, известняки, лавы и туфы преимущественно кислого состава ($C_1t - v$), прорванные гранитными интрузиями. Отложения, слагающие тектонические покровы, первоначально накапливались на раннепротерозойских (?) кристаллических породах расположенных южнее Курговатской зоны [6]. В строении автохтона участвуют находящиеся в сложных фациальных отношениях лавы и туфы основного и среднего состава, различные вулканомиктовые обломочные породы. Этот комплекс пород отражает океаническую (C_1v) и переходную ($C_1s - C_2b_1?$) стадии развития Калайхумбской подзоны. В ее пределах по строению разрезов установлены три палеоокеанические структуры: островная дуга, южный склон островной дуги и краевое море, расположенное между островной дугой и Курговатским блоком с корой континентального типа (микроконтинент).

В настоящее время общая модель образования покровной структурой Юго-Западного Дарваза связывается с расслоением коры Курговатского континентального блока [3]. Его осадочный чехол ($V - C_1$) был сорван с гранитогнейсового основания, дав начало обширной аллохтонной массе, перекрывшей не только краевое море, но и южные склоны островной дуги. Этому предшествовало расслоение осадочного чехла на отдельные пластины, соответствующие литостратиграфическим единицам. Поочередное соскальзывание этих расслоенных элементов привело к формированию пакета пластин с обратным положением в нем древних и молодых пород. Отсутствие турне-визейских пород в основании пакета связано либо с полным перекрытием их верхними пластинами, либо с их разрушением до или в процессе скольжения. Возможно, что за счет этих пород возник сланцевый олистостром с блоками турне-визейских известняков. В последний этап происходит срыв и перемещение единого мощного покрова, сложенного полным венд-визейским разрезом и прорывающими его гранитоидами. Почти везде, кроме Юго-Западного Дарваза, он перекрыл нижние пластины. Установлено, что первоначально аллохтон перемещался в виде слабо деформированных пластин; только после перекрытия вулканогенно-осадочных комплексов автохтон был смят в сложную систему складок с общей антивергентностью и структурами ретрошарьирования [3]. Аллохтон интенсивно дислоцирован на участке между Обихумбоуским интрузивом и Курговатской зоной, где отмечается чередование наклонных к северо-западу крупных антиклинальных и синклинальных складок с практически горизонтальными шарнирами (см. рис. 1). Анализ этих структур позволяет установить, что с юго-востока на северо-запад осевые поверхности складчатых деформаций становятся постепенно более крутыми (с 60 до 80°), т. е. происходит затухание вергентности.

Структуры ретрошарьирования, представленные антивергентными складчатыми деформациями тектонических пластин, лучше всего изучены по правобережью среднего течения р. Обихумбоб, где отмечается наибольшая видимая амплитуда перемещения аллохтона (15 км). Структурным центром пересечения р. Хырс-Дара — верховья р. Хау-Дары — долина Обихумбоба является прямая брахиформная антиклиналь с вертикальной осевой поверхностью (рис. 2, А) в которой обнажены самые нижние части разреза автохтона (толеитовые базальты, диабазы, лавобрекчии, известняки с раннесерпуховскими гониатидами). К востоку и юго-востоку от антиклинали нижняя тектоническая пластина (известняки с венлокскими фавозитами) и отдельные ее останцы залегают довольно полого. Так, один из останцов слагает вершину 3909 м и лежит на сланцевом олистостроме ($C_1s - C_2b_1?$) практически горизонтально ($0 - 5^\circ$). Далее на восток плоскость шарьирования приобретает сравнительно пологое ($15 - 30^\circ$) падение, что хорошо демонстрирует другой останец известняков силура — девона, бронирующий правый склон долины Обихумбоба (см. рис. 2, А); подошва пластины здесь практически не деформирована. Вдоль русла Обихумбоба нижняя пластина более круто ($40 - 45^\circ$) погружается под граниты верхней мощной пластины.

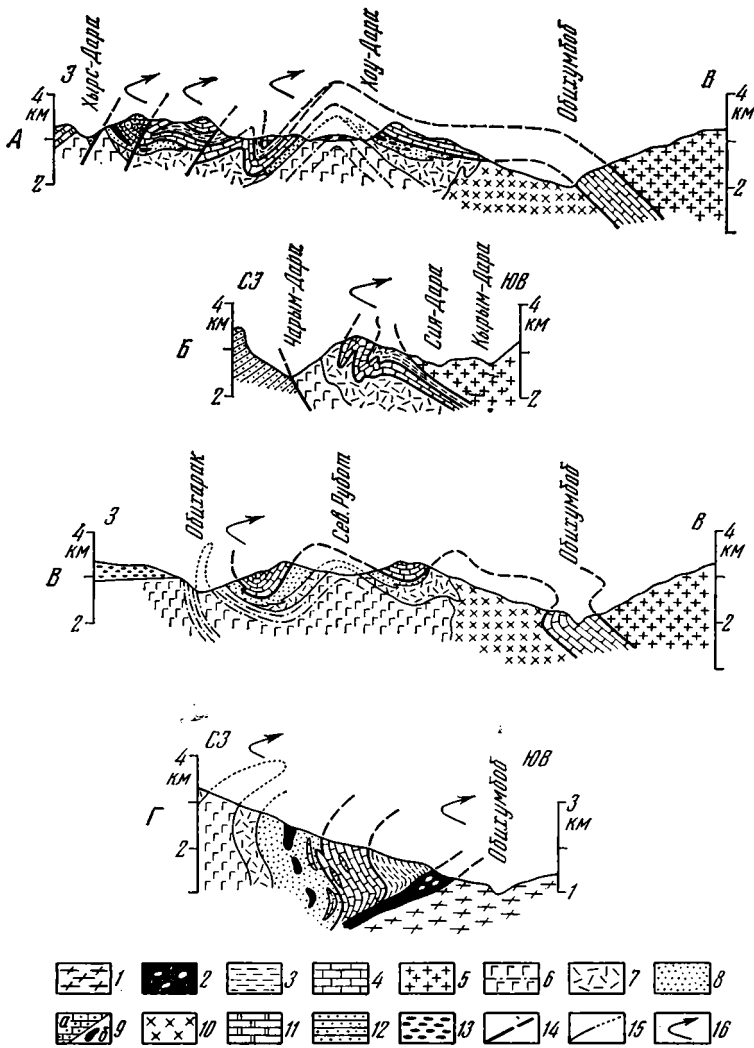


Рис. 2. Геологические разрезы через покровно-складчатую структуру Юго-Западного Дарваза

1 — кристаллические сланцы, амфиболиты, гранитоиды (PR₁?); 2 — серпентинитовый меланж; 3 — песчаники, алевролиты, сланцы (V—O); 4 — известняки (S—D); 5 — гранитоиды Обихумбоуского интрузива; 6 — диабазы, подушечные базальты с прослоями кремнистых туфитов (C_{1v}—s₁); 7 — дациты, альбитофиры, их туфы, вулканомитовые песчаники (C_{1s}); 8 — конгломераты, песчаники, алевролиты, аргиллиты (C_{1s}—C_{2b}?); 9 — турне-визейские известняки в олистоплаках (a) и олистолитах (б); 10 — гранодиориты и плагнограниты; 11 — известняки (C_{2b}—m₁); 12 — нижнепермские отложения; 13 — плиоценовые отложения; 14 — тектонические контакты; 15 — стратиграфические контакты и фациальные границы; 16 — структуры ретрошарьирования. Разрезы соответствуют линиям А, Б, В, Г на рис. 1

Иная картина наблюдается на западном крыле рассматриваемой антиклинали, где пакет пластин смят в систему наклонных и опрокинутых к востоку складок. Здесь отчетливо устанавливается по крайней мере трехкратное чередование син- и антиформ. Первая синформа выполнена всеми тремя пластинами (в верхней присутствуют только граниты); ее ширина составляет около 1 км. При довольно пологом (30—45°) залегании пластин на восточном крыле западное крыло крутое, местами субвертикальное (80—90°). Примыкающая с запада через наклонную антиформу следующая синформа может быть охарактеризована как опрокинутая. Граниты верхней пластины здесь отсутствуют. Лежащее восточное крыло (45—50°) сменяется опрокинутым висячим (80°), т. е. осевая поверхность еще больше наклонена на восток. Наиболее сложным строением обладает третья синформа, также сложенная двумя ниж-

ними тектоническими пластинами. Эта структура хорошо обнажена в обрывах между левыми притоками Хырс-Дары и является лежащей складкой с почти параллельными крыльями. Известняки силура — девона лежащего крыла довольно полого залегают на туфотерригенных отложениях автохтона (C_1s). В районе вершины 3477 м расположен замок складки, утыкающийся в олистоплак (или тектонический останец) турне-визейских известняков. Судя по характеру напластования и распределению в отдельных слоях следов жизнедеятельности организмов-илюедов, известняки силура — девона нижней пластины в лежащем крыле складки находятся в нормальном залегании, а висячем — в опрокинута. Песчаники и алевролиты средней пластины ($V-O$) в ядре лежащей синформы раздроблены и смяты в серию мелких (20—50 см) почти изоклиналиных складок. Не исключено, что эта синформа сформировалась в результате не только простого изгиба пакета пластин, но и скольжения к востоку висячего крыла по лежащему на расстоянии не более 60 м. В рассмотренной синформе, имеющей протяженность около 2 км, субпараллельные крылья вторично смяты в простые пологие складки, осложненные малоамплитудными крутыми надвигами (до 100 м) восточной вергентности. В лежащую складку, обращенную замком на запад, смят и олистоплак турне-визейских известняков (вершина 3477 м) перед лбом складчатого пакета тектонических пластин.

Таким образом, к западу от брахиформной антиклинали автохтона происходит нарастание антивергентности со сменой наклонных складок опрокинутыми, а затем лежащими во фронтальной части тектонических покровов. Анализ поперечного сечения Калайхумб-Сауксайской зоны по изученному профилю от Курговатского кристаллического блока позволяет проследить, как изменяется степень деформированности и направление наклона складчато-разрывных нарушений в пределах всего аллохтона. Сначала отмечается незначительное затухание северо-западной вергентности без существенного изменения морфологии складок, затем (по северо-западному обрамлению Обихумбоуского гранитоидного массива) тектонические пластины становятся относительно слабо дислоцированными, и, наконец, во фронтальной части покровов появляются складчато-разрывные нарушения с отчетливо выраженной восточной нарастающей вергентностью. Следовательно, в целом покровно-складчатая структура на Юго-Западном Дарвазе является антивергентной, и через антиклиналь в верховья Хау-Дары проходит зона раздела деформаций со встречной вергентностью.

Более простые антивергентные деформации хорошо выражены в верховьях Обихумбоба в приводораздельной части Дарвазского хребта (см. рис. 2, Б). В междуречье Сия-Дары и Чарым-Дары (составляющие Обихумбоба) также отмечается трехчленное строение аллохтона. Залегая здесь непосредственно на туфах дацитов и альбитофиров (C_1s), нижняя и средняя тектонические пластины моноклиналино ($\angle 15-30^\circ$) падают на юго-восток, погружаясь под граниты Обихумбоуского массива (верхняя пластина). Фронтальные части пластины осложнены опрокинутыми к юго-востоку складками. Внутри средней пластины (песчаники и алевролиты венда — ордовика) они образуют серию небольших, от 2 до 15 м, складчатых нарушений. Породы нижней пластины (известняки силура — девона) смяты конформно с плоскостью сместителя надвига в более крупные (до 300 м) складки. Интенсивность пликативных нарушений заметно увеличивается при приближении к фронту надвига, где складки становятся сильно сжатыми, почти изоклиналиными. Необходимо отметить, что еще северо-восточнее, через водораздел Дарвазского хребта, где две нижние пластины полностью перекрыты мощной верхней, антивергентные структуры отсутствуют. Антивергентностью во фронтальной части пакета тектонических пластин обладают складки на территории, расположенной южнее рассмотренного выше опорного профиля (см. рис. 2, В).

Иное выражение имеют структуры ретрошарьирования в окрестностях Калайхумба (см. рис. 2, Г). Здесь на полном разрезе отложений

автохтона ($C_{1v} - C_{2b_1}$?) залегают известняки ($S-D$) нижней и песчаники со сланцами ($V-O$) средней пластины. Они образуют лежащую складку, обращенную замком на запад. Тело складки располагается структурно выше кристаллических сланцев (PR_1 ?) Курговатской зоны. Их разделяет пласт (10—200 м) серпентинитового меланжа с глыбами метаморфических пород, имеющий северо-западное падение ($\angle 20-40^\circ$). Венд-ордовикские породы ориентированы почти перпендикулярно пласту меланжа, но при приближении к серпентинитам они резко изгибаются, становясь практически параллельными ему. Изучение деталей строения позволяет утверждать, что формирование данной структуры происходило в два этапа: сначала имело место шарьирование венд-девонских отложений с юго-востока на северо-запад (в современной структуре) на породы нижнего карбона, а затем смятие и ретрошарьирование (с запада на восток) тектонически совмещенных комплексов на метаморфические образования (PR_1 ?) Курговатского блока. Ретрошарьирование происходило на строго обратном движению венд-девонских аллохтонных масс: здесь не совпадают простирания структур автохтона и вторичного аллохтона: $40-60^\circ$ СВ — для пластины серпентинитового меланжа и $5-20^\circ$ СВ — для песчаников со сланцами ($V-O$) и олистострома ($C_{1s} - C_{2b_1}$?). Разницей в простирании структур объясняется полное срезание у кишлака Хек венд-ордовикских пород. Необходимо отметить, что ранее [6] формирование описанной структуры считалось одноактным и объяснялось вклиниванием офиолитовых комплексов между фундаментом (PR_1 ?) и осадочным чехлом ($V-C_1$) Курговатского микроконтинента. В отличие от практически всех антивергентных деформаций Юго-Западного Дарваза, только структуру у Калайхумба с полным основанием можно назвать ретрошарьяжем, амплитуда перемещения по которому превышает 3 км.

В пределах Юго-Западного Дарваза отчетливо устанавливается зона раздела структур с противоположной вергентностью. Она проходит строго на север от Калайхумба по долине р. Обихумбоб, далее через своды брахиантиклиналей в верховьях рек Северный Рубот и Хау-Дары, затем прослеживается на северо-восток по правому борту долины р. Сия-Дара. Пересекая гребень Дарвазского хребта, зона раздела теряет свое значение из-за отсутствия антивергентных структур.

Образование обратных надвигов и антивергентных складок связано с особенностями деформации тектонических покровов, почти полностью перекрывших впадину раннекаменноугольного краевого моря. Одновременно с конечными фазами шарьирования венд-каменноугольных отложений началось сокращение площади тектонически перекрытого краевого моря. Это происходило в результате пододвигания коры переходного типа под мощные континентальные массы Курговатского микроконтинента. Поднятый континентальный блок оказывал тангенциальное давление на пакет пластин, «сдирая» их со своего автохтона и сминая в серии складок с северной вергентностью. При этом фронтальные части пакета пластин сначала оставались недеформированными, и лишь в процессе воздействия на них «жесткого» упора (хорошо геоморфологически выраженного поднятия островной дуги) здесь появились структуры ретрошарьирования: складки южной вергентности, осложненные небольшими надвигами. В отдельных районах (окрестности Калайхумба и, возможно, продолжение зоны в Афганистане) значительное сближение островной дуги и Курговатского микроконтинента вызвало раздавливание покоящихся между ними фрагментов тектонических покровов с образованием ретрошарьяжей.

Таким образом, формирование антивергентной покровно-складчатой структуры Калайхумб-Сауксайской зоны на Юго-Западном Дарвазе происходило в несколько последовательных, переходящих один в другой этапов, уместившихся в относительно короткий промежуток геологического времени (самый конец серпуховского века — возможно, начало башкирского века).

Структуры ретрошарьирования широко проявлены и в западной части Центрального Памира, в пределах покровно-складчатого сооружения Язгулемского хребта [4, 8]. Впервые покровное строение района между речья рек Бартанга и Язгулема было установлено С. В. Руженцевым [5], который выделил здесь три тектонических комплекса: автохтон, параавтохтон и аллохтон (рис. 3). Автохтон сложен метаморфическими породами предположительно позднепротерозойско-раннепалеозойского возраста и терригенно-карбонатными отложениями ордовика, силура и девона. В пределах Ванчского хребта автохтонный комплекс формирует ядро одноименного антиклинория. Отдельные выходы пород автохтона по южному крылу антиклинория протягиваются вдоль левого борта долины р. Язгулем (северный склон Язгулемского хребта). В состав параавтохтонного комплекса входят мезозойские и палеогеновые образования, обнажающиеся на западном периклинальном погружении Музкольского антиклинория (долина Бартанга и южный склон Язгулемского хребта). Отличительной чертой разреза параавтохтона является его редуцированный характер, что выражено в сокращенной мощности отложений верхней юры и верхнего мела и в полном отсутствии среди мезозойских отложений красноцветных образований нижнего мела. Аллохтон занимает территорию водораздельного гребня и северного склона Язгулемского хребта. Он сложен всеми отделами мезозоя — от верхнего триаса до верхнего мела и вулканитами палеогена. Аллохтонный комплекс выполняет Язгулемский синклиний, который представляет собой крупный останец гигантского тектонического покрова, надвинутый на автохтонные и параавтохтонные образования по пологому тектоническому нарушению [5]. Выходами этого надвига на поверхность являются Язгулемский на севере и Бартангский на юге разрывы. Отдельные маломощные чешуи палеозойских пород, приуроченные к плоскостям сместителей этих разрывов, по всей видимости, были затянуты в подошву язгулемского аллохтона в процессе его перемещения.

Мезозойские и палеогеновые образования аллохтона и параавтохтона смяты в систему линейных складок северо-восточного простирания, протяженность которых составляет несколько десятков километров (до 50—60 км) при ширине в среднем 3—4 км. Для складок характерна как северо-западная, так и юго-восточная вергентность [5, 8, 9]. Это позволяет предполагать, что в структуре Язгулемского покровно-складчатого сооружения оказались запечатлены перемещения покровных масс по крайней мере двух направлений: складки, наклоненные к северо-западу, возникли в результате движений северо-западного направления, а дислокации юго-восточной вергентности образовались при смещениях масс в противоположную сторону — к юго-востоку. До недавнего времени было неясным, как эти движения соотносятся во времени. Последними исследованиями [8] установлено, что все складчатые дислокации аллохтона и параавтохтона первоначально обладали северо-западной вергентностью и, следовательно, возникли в результате смещений масс с юго-востока на северо-запад. Затем первичные складки подверглись деформации, связанной с перемещениями масс горных пород в противоположном направлении, — с северо-запада на юго-восток, что привело к изгибу их осевых поверхностей и формированию серии лежащих и ныряющих антиформ, замками обращенных к юго-востоку. Часто в подвернутом крыле эти структуры бывают осложнены срывом, по которому ядро антиформы перемещено в юго-восточном направлении. Величина перемещений по этим надвигам обычно не превышает 4—6 км. Указанные особенности строения наиболее отчетливо проявлены у складчатых дислокаций, развитых вдоль северного края аллохтонного комплекса вблизи выступов Ванчского автохтона и в приводораздельной части южного склона Язгулемского хребта (рис. 4, а, б). Вероятно, изначально северо-западная вергентность была присуща и ряду складок северного склона Язгулемского хребта (см. рис. 4, а, б), которые в настоящее время

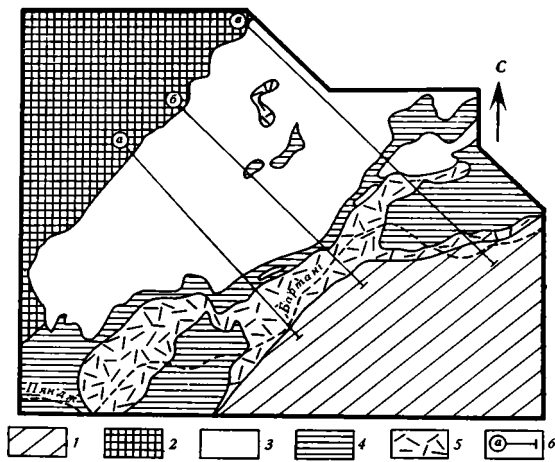


Рис. 3. Схема распространения в пределах покровно-складчатого сооружения Язгулемского хребта стратифицированных образований различного типа

1 — образования Рушанско-Пшартской зоны; 2—5 — Центральный Памир: 2 — метаморфические образования (PR_2 — PZ_1 ?), 3 — мезозойские отложения полного разреза (T_3 — K_2), 4 — мезозойские отложения сокращенного разреза (T_3 — J_3 , K_2), 5 — вулканогенно-осадочные образования (P); 6 — геологические профили, изображенные на рис. 4

мя имеют наклон к юго-востоку. Можно полагать, что здесь также произошло формирование крупной лежащей антиформы, замком обращенной к юго-востоку. Однако на современной дневной поверхности обнажен лишь фрагмент ее подвернутого крыла, поскольку висячее крыло антиформы полностью эродировано, а имеющие северо-западный наклон корневые части деформированных складок расположены ниже уровня современного эрозионного среза.

Легко видеть, что структуры юго-восточной вергентности по своим признакам (встречное по отношению к главному направлению шарьирования движение масс горных пород, значительно меньшая амплитуда обратного смещения) являются структурами ретрошарьирования. К ним относятся рассмотренные антивергентные складки, лежащие антиформы, а также пологие надвиги юго-восточного направления в подвернутых крыльях последних (см. рис. 4, *a—в*). Именно такие надвиги и могут быть названы ретрошарьяжами в первоначальном понимании этого термина.

Теперь обратимся к вопросу о природе разнонаправленных перемещений покровных масс Язгулемского хребта. Образование системы линейных, вергентных к северо-западу складок, ширина которой достигает несколько десятков километров, не могло происходить под действием тектонических усилий, приложенных извне, поскольку, по экспериментальным данным [1], в реальной геологической среде горизонтальные напряжения затухают довольно быстро по мере удаления от места приложения нагрузки. Это означает, что в центральной части Язгулемского сооружения складки должны были бы или вообще отсутствовать, или иметь более простую форму.

К аналогичному выводу можно прийти и при анализе природы ретрошарьяжных перемещений масс юго-восточного направления. Предполагаемый для Юго-Западного Дарваза механизм возникновения антивергентных дислокаций в результате давления, оказываемого поднятием автохтона на фронтальную часть тектонического покрова, в данном случае неприемлем, поскольку в районе Язгулемского хребта ретрошарьирование в одинаковой мере проявлено по всей ширине покровно-складчатого сооружения (более того, своей максимальной амплитуды ретрошарьяжи достигают в районе южного склона хребта, удаленного на весьма значительное расстояние от ближайших выступов автохтонного

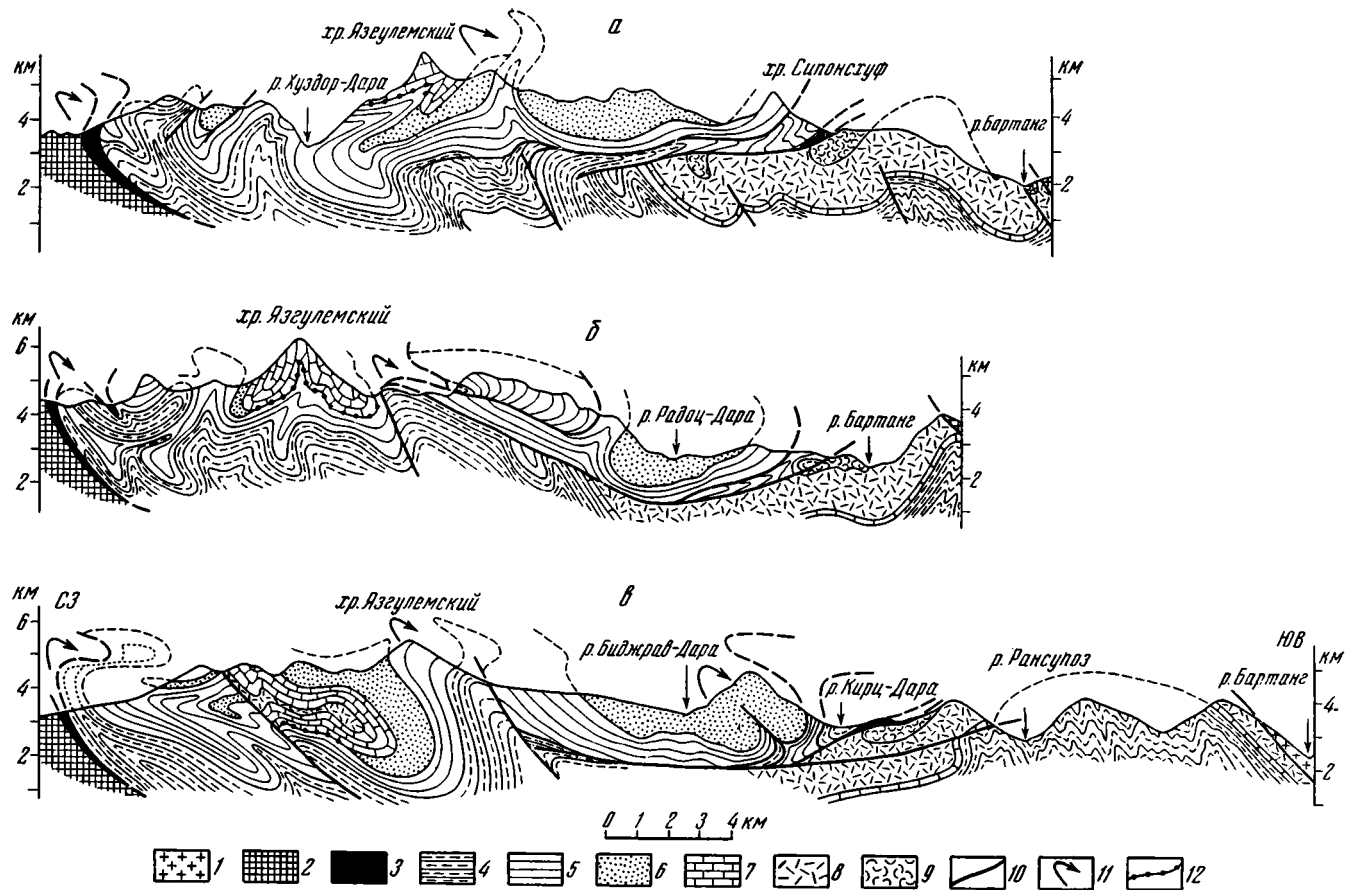


Рис. 4. Геологические профили через Язгулемское покровно-складчатое сооружение (положение профилей показано на рис. 3)

1 — образования Рушанско-Пшартской зоны; 2—9 — Центральный Памир: 2 — гнейсы, сланцы и мраморы ($PR_2 - PZ_1?$), 3 — песчаники и известняки (O_2, O_{2-3}, D_3), 4 — песчаники и аргиллиты ($T_3 - J_2$), 5 — мергели и известняки (J_{2-3}), 6 — красноцветные песчаники (K_1), 7 — известняки (K_2), 8—9 — бартангская свита (P): 8 — андезиты, их туфы; 9 — пепловые туфы и туффиты; 10 — надвиги и прочие разрывы; 11 — структуры ретрошарьирования; 12 — доскладчатый тектонический срыв между известняками юры и верхнего мела

комплекса). Следовательно, требуется модель такого тектонического процесса, в рамках которого проблемы передачи сжимающего усилия не существует. По мнению авторов, условию автономности возникновения горизонтальных усилий внутри деформируемых аллохтонных масс отвечает только гравитационная гипотеза. Таким образом, морфология складчатых структур западной части Центрального Памира, их ориентировка и пространственное размещение свидетельствуют о том, что разнонаправленные перемещения покровных масс здесь происходили в основном или исключительно под действием силы тяжести.

Ранее при рассмотрении взаимоотношений складчатых структур, возникающих при перемещениях покровных масс разного направления, мы пришли к выводу, что шарьирование к северо-западу предшествовало ретросмещениям юго-восточного направления. Однако такое заключение, совершенно верное для каждой складки в отдельности, применительно ко всей складчатой системе Язгулемского хребта не отражает действительных соотношений во времени тектонических движений разного направления. Многочисленные данные свидетельствуют, что шарьирование покровных масс к северо-западу и ретрошарьирование в противоположном направлении осуществлялись практически одновременно. В этом можно убедиться при прослеживании крупного надвига, протягивающегося от верховьев р. Вомар-Дара (см. рис. 4, а) вдоль юго-восточного склона хребта Сипонсхуф в направлении перевала в верховьях р. Разуч-Дара. Этот надвиг возник в результате перемещений масс к юго-востоку и является ретрошарьяжем. На значительном своем протяжении он совпадает с одной из составляющих Бартангского разрыва. В всячем крыле ретрошарьяжа развиты массивные известняки верхней юры (скальные бастионы хребтов Язгулемского и Сипонсхуф), а плоскость его сместителя маркируют тектонические чешуи триас-юрских терригенных отложений (см. рис. 4, в). В верховьях долины р. Вомар-Дара этот ретрошарьяж только зарождается; его амплитуда не превышает 1,5—2,0 км. Резкое увеличение амплитуды надвигания происходит восточнее перевала Багу — здесь она достигает уже 6—9 км, а поверхность сместителя в разрезе приобретает вогнутую форму. К востоку по южному склону хребта Товарх происходит постепенное увеличение крутизны сместителя ретрошарьяжа; на меридиане кишлака Разуч он уже занимает вертикальное положение, а несколько восточнее приобретает наклон к северо-западу. Иначе говоря, происходит смятие поверхности сместителя ретрошарьяжа к складку, опрокинутую к северо-западу. Анализ данной структуры приводит к выводу о наличии повторных покровных перемещений к северо-западу, последовавших за ретросмещениями юго-восточного направления. Однако к востоку от перевала Разуч плоскость сместителя рассматриваемого ретрошарьяжа перекрыта покровом, сложенным красноцветными песчаниками нижнего мела (см. рис. 4, в). Этот покров возник из ныряющей антиформы, в которую была смята расположенная к северу крупная синклиналь, имеющая в этом пересечении северо-западный наклон. Это означает, что поверхность рассматриваемого нами ретрошарьяжа после смятия в складку северо-западной вергентности оказалась срезана ретрошарьяжем следующей генерации. Получается, что складчато-надвиговая структура района Язгулемского хребта сформировалась в результате неоднократных подвижек аллохтонных масс, происходивших поочередно то в одну, то в другую сторону. Однако если бы смещения масс разного направления каждый раз охватывали Язгулемскую складчатую зону на всю ее ширину, то все выявленные нами «этапы» движений непременно оставили бы свой след в структуре каждой отдельной складки. В действительности же этого не наблюдается. Также выявлено, что каждый более «поздний этап» смещений покровных масс по сравнению с предыдущим отчетливее проявлен в относительно более южных частях Язгулемского покровно-складчатого сооружения. Создается впечатление, что смещения северо-западного и юго-восточного направлений происходили не поочередно в виде разобщенных импульсов («этапов»), а осуществлялись непрерывно и

практически одновременно на протяжении всего периода складкообразования. При этом в каждый отдельный момент времени складчатостью была охвачена сравнительно узкая полоса отложений, параллельная северному фронту Язгулемского сооружения. Эта полоса постепенно смещалась к юго-востоку, что в конечном итоге привело к равномерной деформированности складчатой системы Язгулемского хребта по всей ее ширине.

Таким образом, тектоническая модель, претендующая на объяснение происхождения структур как главной фазы шарьирования (складок северо-западной вергентности), так и ретрошарьирования (антивергентных складок, антиформ и ретронадвигов), должна учитывать по крайней мере четыре обстоятельства: во-первых, гравитационную природу движений как северо-западного, так и юго-восточного направлений; во-вторых, некоторое «запаздывание» обратных (юго-восточных) смещений по сравнению с северо-западными (что справедливо для каждой отдельной складки); в-третьих, непрерывное и практически синхронное проявление разнонаправленных движений масс в течение всего периода формирования складчатой структуры Язгулемского сооружения; и, в-четвертых, постепенное смещение зоны интенсивного складкообразования в юго-восточном направлении.

Перечисленным требованиям наилучшим образом отвечает модель гравитационного надвигания покровных масс на растущее перед их фронтом поднятие [9]. Недислоцированные образования язгулемского аллохтона и параавтохтона, сползавшие по достаточно протяженному структурному склону в северо-западном направлении, оперевшись в Ванчское поднятие, сминались во фронтальной части покрова в гравитационные складки северо-западной вергентности. Через некоторое время в результате роста и расширения поднятия они оказывались в пределах его юго-восточного склона. В условиях гравитационной неустойчивости это приводило к соскальзыванию покровных масс в обратную сторону — на юго-восток. Так возникла первая генерация лежащих антиформ и ретрошарьяжей. Ретрошарьяженные массы, достигнув подножия склона поднятия, вновь оказывались под воздействием тектонических условий северо-западного направления, и весь цикл повторялся сначала.

В конечном итоге именно рост Ванчского поднятия, совпавший по времени с надвиганием мощного гравитационного покрова мезозойских и палеогеновых образований Центрального Памира, предопределил широкое развитие структур ретрошарьирования в современной структуре Язгулемского покровно-складчатого сооружения.

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ РЕТРОШАРЬЯЖЕЙ

Механизм формирования ретрошарьяжей и антивергентных складок во многом зависит от той палеогеодинамической обстановки, в которой происходил процесс тектонического сучивания.

Ретрошарьяжи в веерообразной дивергентной структуре Западных Альп («бриансонский веер» [7]) возникли на рубеже эоцена и олигоцена [16, 17], когда многократное надвигание лигурийских офиолитов к западу и образование мощного пакета тектонических пластин на пьемонтско-бриансонском основании сменилось крутым поддвигом в том же западном направлении [10]. В результате этого тыловые части аллохтонного пакета пластин в сравнительно узкой полосе испытали затягивание в зону поддвига пьемонтских комплексов под бриансонские [10], и как следствие — здесь в альпийских покровах возникли чешуйчатые структуры обратной (восточной) вергентности. Таким образом, формирование дивергентной покровно-складчатой структуры Западных Альп произошло при сохраняющемся одностороннем движении аллохтонных масс, но различном структурном выражении этого процесса во времени, что связано с тектонической неоднородностью континентальной окраины Лигурийского палеоокеанического бассейна.

Дивергентная покровно-складчатая структура Бетской Кордильеры сформировалась в результате двухстороннего пододвигания внешних комплексов под внутренние в каждом из двух ее структурных элементов: северном — Предбетской и Суббетской зонах и южном — собственно Бетской зоне [11]. Первоначально возникла многоэтажная покровная структура Бетской зоны (средний эоцен), а затем произошло пододвигание к югу фундамента Иберийской Месеты с формированием суббетского аллохтона (гельветский век) [14]. Такое активное встречное пододвигание автохтонов вызвало смятие покровов и образование надвигов обратного направления (ретрошарьяжей) в области сочленения Суббетской и Бетской зон.

Приведенные примеры показывают, что механизм ретрошарьяживания отличается разнообразием при определенном морфологическом сходстве возникающих складчато-чешуйчатых структур. Ретрошарьяжи Северного Памира и Западных Альп возникли в процессе тектонического взаимодействия древних континентальных окраин с комплексами палеоокеанических бассейнов. На Центральном Памире наличие крупного регионального склона способствовало гравитационному скольжению недеформированного покрова, который под давлением собственной массы и воздействием растущего перед ним поднятия оказался смятым в сложную складчатую систему с широким развитием структур ретрошарьяживания. Не исключено, что отсутствие закономерности в распределении антивергентных структур — один из признаков проявления гравитационной тектоники.

На Памире и в Западных Альпах ретрошарьяжи возникли при сохраняющемся одностороннем движении аллохтонных масс. Здесь их формирование не оторвано от основной фазы шарьяживания и приурочено к последним этапам надвигания и смятию тектонических покровов. Иная картина в Бетской Кордильере, где после формирования покровных структур возобновились горизонтальные перемещения аллохтонных масс практически в противоположную сторону. Этим объясняется значительный временной разрыв между этапами основного покровообразования и ретрошарьяживания: средний эоцен и миоцен [14].

Изучение складчатых покровов на Северном и Центральном Памире показало, что причина формирования ретрошарьяжей и антивергентных складок заключена в структурной неоднородности и тектонической активности автохтонных комплексов в период перемещения и деформации тектонических покровов. Детальный анализ сложно построенных антивергентных и дивергентных покровно-складчатых сооружений позволяет не только восстанавливать последовательность разрывных и складчатых деформаций аллохтонов, но и выявлять основные закономерности процесса тектонического скупивания.

Литература

1. Григорьев А. С. Напряженное состояние и деформация прямоугольного вязкого массива при боковом смещении//Тектонофизика и механические свойства горных пород. М.: Наука, 1971. С. 61—72.
2. Муравски Г. Толковый словарь немецких геологических терминов. М.: Мир, 1980. 374 с.
3. Поспелов И. И. Тектонические покровы Юго-Западного Дарваза и проблема Дробак-Рабатского краевого разлома//Докл. АН СССР. 1981. Т. 261. № 1. С. 168—172.
4. Поспелов И. И., Сигачев С. П. О ретрошарьяжах Памира//Докл. АН СССР. 1984. Т. 277. № 6. С. 678—683.
5. Руженцев С. В. Особенности структуры и механизм образования сорванных покровов//Тр. ГИН АН СССР. Вып. 223. М.: Наука, 1971. 135 с.
6. Руженцев С. В., Поспелов И. И., Сухов А. Н. Тектоника Калайхумб-Сауксайской зоны Северного Памира//Геотектоника. 1977. № 4. С. 68—80.
7. Руттен М. Г. Геология Западной Европы. М.: Мир, 1972. 446 с.
8. Сигачев С. П. Разнонаправленные смещения масс при формировании покровно-складчатой структуры Язгулемского хребта (Центральный Памир)//Бюл. МОИП. Отд. геол. 1985. Т. 60. № 3. С. 22—29.
9. Сигачев С. П. Модель происхождения складчатой структуры Язгулемского хребта (Центральный Памир)//Докл. АН СССР. 1986. Т. 289. № 2. С. 461—465.
10. Caron J.-M. Evolution paléogéographique et tectonique de la zone piémontaise dans les Alpes cottiennes//Bull. Soc. géol. France. 1977. Т. 19. № 4. Р. 893—899.

11. *Durand-Delga M.* Titres et travaux scientifiques. Paris: Impr. Priester, 1966. 43 p.
12. *Egeler C. G., Simon O. J.* Sur la tectonique de la zone bétique (Cordillères bétiques, Espagne). Etude basée sur les recherches dans le secteur compris entre Almeria et Vélez Rubio. Amsterdam; London: North-Holland publ. comp., 1969. 90 p.
13. *Gidon M.* A propos de l'éventail Briançonnais//Comptes Somm. Soc. géol. France. 1962. № 1. P. 12—13.
14. *Paguet J.* Etude géologique de l'ouest de la province de Murcie (Espagne)//Mém. Soc. géol. France. Nouv. sér. T. 48. Paris, 1969. 270 p.
15. *Tricart P.* Les retrocharrriages dans les Alpes francoitaliennes: évolution des structures sur la transversale Embrunais—Queyras (Hautes-Alpes)//Sci. Géol. Bull. 1975. T. 28. № 3. P. 239—259.
16. *Tricart P., Caron J.-M., Gay M., Vialon P.* Relais de schistosités, structures en éventail et discontinuités majeures sur la transversale du Pelvoux (Alpes occidentales)//Bull. Soc. géol. France. 1977. T. 19. № 4. P. 873—881.
17. *Tricart P., Dumont T.* Etude de la structure polytectonique de la nappe de Rochebrune aperçu sur la série de «schistes lustres» du lac de Cordes//Bull. Soc. géol. France. 1986. T. 2. № 2. P. 226—229.

Геологический институт
АН СССР

Поступила в редакцию
4.XII.1986.

УДК 551.243.3(234.9)

РОГОЖИН Е. А., ШОЛПО В. Н.

**НЕОДНОРОДНОСТЬ ЗОНЫ ПОЛНОЙ СКЛАДЧАТОСТИ
БОЛЬШОГО КАВКАЗА**

Установлена существенная морфологическая неоднородность голоморфной складчатости мегантиклинория Большого Кавказа. Наиболее интенсивная складчатость наблюдается в ядрах крупных антиклинориев, приуроченных к осевой зоне. На северном и южном крыльях мегантиклинория отмечается значительное упрощение морфологии складок даже в пределах антиклинориев. Ослабление интенсивности складчатости характерно и для синклинориев. Складчатость в антиклинориях вдали от периклинальных замыканий сравнительно однородна по морфологии. Мелкие складки примерно одинаково сложно дислоцированы, сильно сжаты, антиклинали подобны синклиналям, породы интенсивно кливажированы. На периклиналях полная складчатость теряет однородность и подобие, по морфологическим признакам становится близкой к промежуточной. Антиклинории, синклинории и отдельные крупные складки располагаются кулисообразно. Часто зоны морфологически относительно более сложной складчатости изолированы от других таких же зон и обрамляются полями с менее сложной структурой. Мегантиклинорий представляет собой гетерогенную область также по возрасту «главной складчатости» отдельных составляющих его зон. Механизм складкообразования представляется результатом совместного действия приразломного сжатия и объемного адвективного нагнетания в осадочных толщах.

В 50-е годы наблюдался повышенный интерес к проблеме складкообразования. Вопрос о механизме возникновения складчатости считался даже главным вопросом геотектоники. В зависимости от его решения подобно пробному камню проверялась справедливость или ложность геотектонических гипотез. Были достигнуты значительные успехи в изучении складчатости: разработаны классификации ее по морфологическому, кинематическому и динамическому принципам [4, 18]. Началось детальное изучение структуры многих складчатых систем, на основе морфологических классификаций проводилось их структурное районирование [18, 19]. Одно из центральных мест в этих исследованиях занимал Большой Кавказ [3, 8, 18—20], который считался наиболее характерным примером типичной складчатой системы на территории СССР. Были предложены конкретные гипотезы условий формирования отдельных складок и складчатых зон [1, 3, 18, 20]. Однако, несмотря на эти успехи, в нашем понимании процессов формирования складчатости остается много неясного. И в то же время интерес к этой проблеме в последние годы необоснованно снизился. В значительной мере это произошло в связи с распространением идей тектоники плит, в которой все сложные и многообразные процессы деформации, охватывающие толщи горных пород в природных условиях, принято обозначать термином «скупивание», создавая иллюзию, что таким образом проблема оказывается решенной.

Авторами настоящей статьи за последние годы накоплен большой структурно-геологический материал в виде многочисленных детальных структурных профилей, пересекающих складчатую систему Большого Кавказа (рис. 1). Однако нельзя считать, что этот материал в достаточной мере освоен и полностью используется для уточнения наших представлений об образовании складчатости. Дело в том, что при сопоставлении профилей, на которых изображены природные складчатые деформации, мы ранее пользовались чисто качественными оценками, что вносит в анализ распределения складчатости разной морфологии много субъективного. Поэтому и карты районирования по типу складчатых

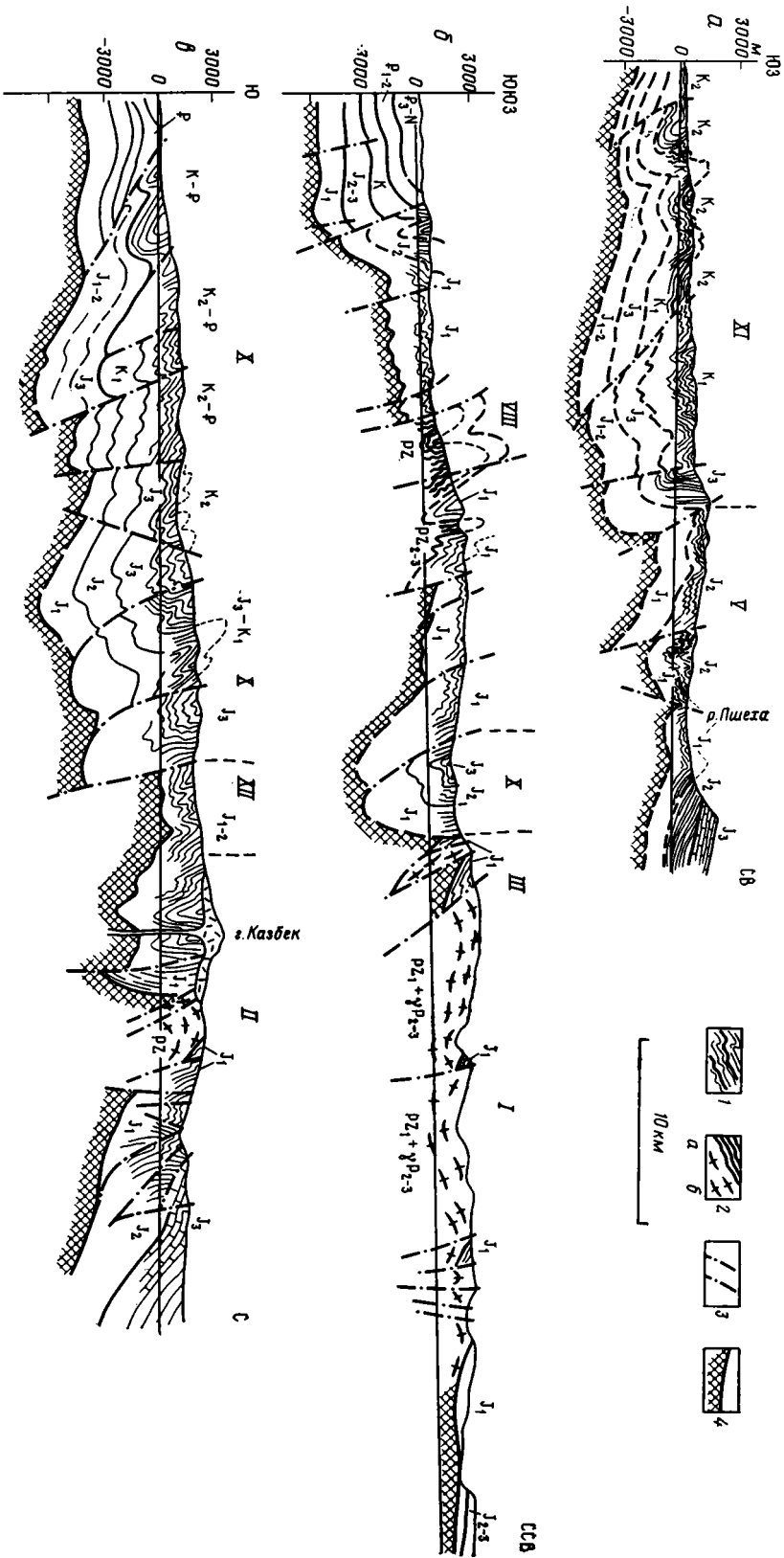


Рис. 1 (а, б, в)

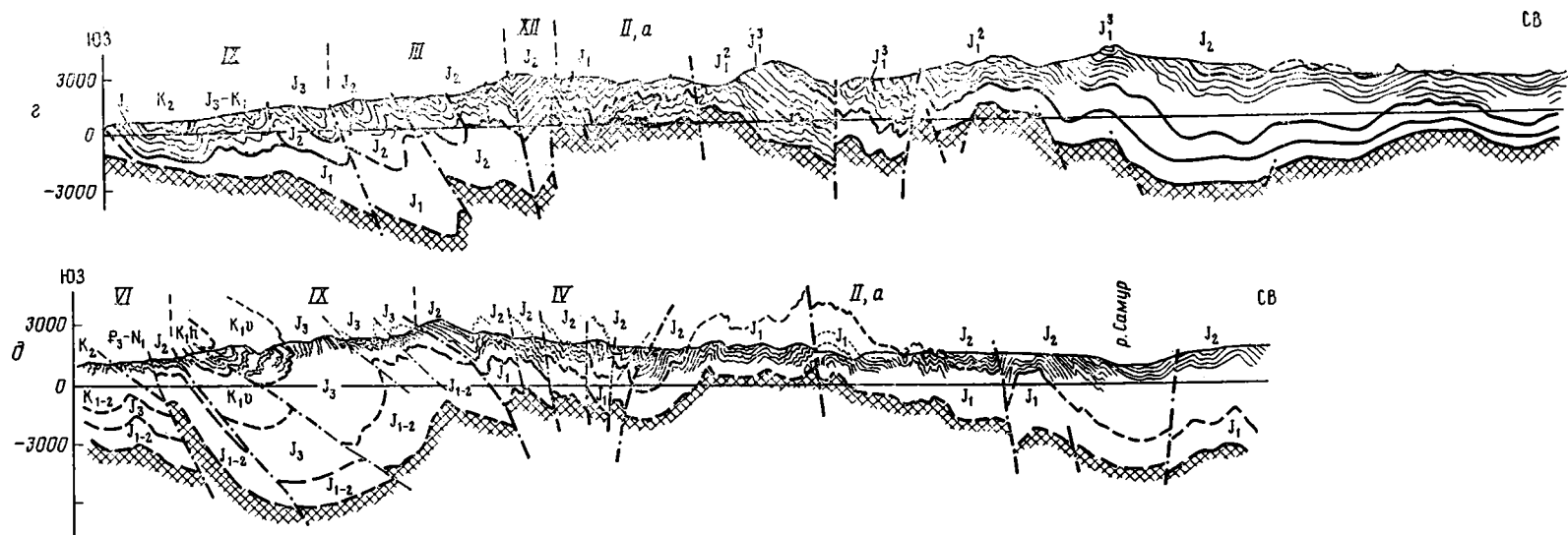


Рис. 1 (а, б)

Рис. 1. Генерализованные структурно-геологические профили через Большой Кавказ: а — Северо-Западный, б — Центральный, в — по Военно-Грузинской дороге, г — Восточный, д — Юго-Восточный

1 — слоистость мезо-кайнозойских толщ; 2 — линейность в докембрийских толщах; а — Сванетского антиклинория, б — кристаллического ядра; 3 — разломы; 4 — предполагаемое положение поверхности докембрийского фундамента. Римские цифры — структурные зоны, упомянутые в тексте и показанные на профилях и карте (рис. 2): I — докембрийское кристаллическое ядро; II—VIII — антиклинории: II — Бокового хребта, II, а — изолированная зона сложной складчатости на восточной периклинали антиклинория Бокового хребта, III — Главного хребта, IV — Тфанский (Юго-Восточного Кавказа), V — Гойтхский (Северо-Западного Кавказа), VI — Вандамский, VII — Кодоро-Гумистинский, VIII — Сванетский; IX—XII — синклинории: IX — Ковдагский, X — Чиаурский, XI — Новороссийский, XII — Бежитинский; XIII — зона Известнякового Дагестана

структур Кавказа лишены четких критериев для проведения границ между реальными зонами и имеют слишком генерализованный, схематический вид [18, 20], хотя и построены они на основе анализа достаточно детального структурного материала.

Главная задача настоящей работы — показ на примере складчатой системы Большого Кавказа морфологической неоднородности полной линейной складчатости, которая ранее при грубом качественном обобщении профилей представлялась довольно однообразной и однородной. Детальный качественный и особенно количественный анализ выявляемых неоднородностей позволяет составить реальное представление о природе сил, ответственных за формирование крупных складчатых сооружений, поскольку морфология складок — это главное свидетельство в пользу того или другого механизма их образования.

По морфологическому признаку складчатость традиционно подразделяется на прерывистую, промежуточную и полную [4]. Отличительная черта прерывистой и промежуточной складчатости — их морфологическая неоднородность. В областях развития складчатости этих типов складки распределены в пространстве неравномерно. Антиклинали и синклинали по форме неодинаковы. Полная (голоморфная) складчатость, напротив, считается морфологически однородной: складки относительно равномерно заполняют пространство, антиклинали в общем подобны синклиналям. Складки, составляющие этот тип, обычно линейны, тесно сжаты, преобладают изоклинальные и килевидные формы. Прерывистая складчатость характеризуется в основном куполовидной или коробчатой формой отдельных антиклиналей в разрезе и изометричной формой в плане, а также отсутствием равных им синклиналей. К промежуточному типу относятся складки с открытой дугообразной, гребневидной или коробчатой в разрезе и линейной или брахиморфной в плане формой.

Прерывистая и промежуточная складчатость формируется главным образом в результате действия вертикальных сил [4, 6, 18], что хорошо согласуется с ее морфологической неоднородностью. С кинематической точки зрения это складки поперечного изгиба, а с генетической, по-видимому, глыбовые или отраженные.

С другой стороны, происхождение складчатости полной, равномерной связывается с действием горизонтальных сил — бокового, продольного к слоям сжатия или так называемого общего смятия. Кинематически это складки продольного изгиба, что и позволяет многим авторам, как говорилось выше, считать зоны развития полной складчатости участками общего сокращения земной коры под действием внешних сил сжатия, тем или иным образом приложенных к формирующейся складчатой области [1, 9, 11].

Из теоретических и экспериментальных исследований известно, что складчатость продольного сжатия обладает свойством подобия, т. е. антиклинали и синклинали подобны одни другим в одних и тех же слоях, и мелкие осложняющие складки в пределах крупных антиклиналей и синклиналей также подобны [4, 7, 10, 14].

Детальное изучение структуры складчатой системы Большого Кавказа позволяет установить внутреннюю морфологическую неоднородность (неподобие) зон полной складчатости. На периклинальных замыканиях крупных складчатых сооружений — антиклинорий можно проследить постепенную утрату однородности складчатости по простиранию. Здесь удается наблюдать взаимные переходы между участками с явно промежуточным типом складок и участками с развитием очень интенсивных деформаций голоморфного типа [15, 17], что свидетельствует в пользу единого механизма образования складчатости этих двух типов.

Большой Кавказ, как известно, представляет собой крупный мегантиклинорий, сформировавшийся в конце альпийского геотектонического цикла. Несмотря на пестроту и разнообразие структурно-формационных зон, составляющих это складчатое поднятие, все они в целом образуют закономерно построенную дивергентную антиклинорную структуру, разделенную крупными поперечными линеаментами на ряд продольных сегментов. Транскавказское поперечное поднятие, пересекающее Большой Кавказ в западной его части, делит всю структуру на две почти равные половины: относительно приподнятый блок Центрального Кавказа и относительно опущенный — Восточного Кавказа. Более мелкие поперечные разломы отсекают от этих крупных блоков периклинальные погружения мегантиклинория: блоки Юго-Восточного и Северо-Западного Кавказа. Несмотря на такую резко выраженную поперечную расчлененность мегантиклинория, продольная зональность может быть прослежена вдоль всего его простираения от одной периклинали до другой. В осевой части мегантиклинория располагаются зоны так называемого сланцевого ядра Большого Кавказа. На Восточном Кавказе это зона Бокового хребта и более южная зона Главного хребта, называемая в пределах восточного периклинального блока Тфанской зоной.

На Центральном Кавказе ввиду широкого распространения в пределах Бокового и Главного хребтов палеозойских и более древних кристаллических пород «сланцевое ядро» смещено несколько к югу, занимая приосевую часть южного склона Главного Кавказского хребта, а также, в значительной мере, Сванетский хребет южного склона Большого Кавказа. На западном периклинальном замыкании мегантиклинория продолжением ядра являются Гойтхская и Псехако-Березовская зоны Северо-Западного Кавказа [3, 20].

К северу от геосинклинальных зон «сланцевого ядра» располагаются на Восточном Кавказе парагеосинклинальная зона Известнякового Дагестана, а на Центральном — обширная глыба кристаллического до-мезозойского фундамента. К северу от последней трассируются парагеосинклинальные зоны Северного Кавказа, например Архыз-Гузерильская, Лабино-Малкинская, Абино-Гунайская и др.

Южное крыло мегантиклинория образовано тремя отделенными одна от другой флишевыми зонами: на Восточном и Юго-Восточном Кавказе — Ковдагской, на Центральном — Чиаурской, а на Северо-Западном — Новороссийской.

На границе геосинклинальных флишевых зон южного склона Большого Кавказа и Закавказской системы межгорных прогибов, разделяющих поднятия Большого и Малого Кавказа, прослеживается ряд четкообразно сменяющих одна другую по простираению пограничных шовных зон, таких, как Вандамская, Кодоро-Гумистинская, Ахпу-Кацирха, и в какой-то мере в ее южной и восточной частях — Сванетская.

Для каждой из геосинклинальных тектонических зон характерен свой специфический набор формаций осадочных, а там, где они есть, и вулканогенных пород. Зонам «сланцевого ядра» мегантиклинория присуще широкое распространение пород нижней и средней юры в мелко-обломочных тонкослоистых фациях. Отложения имеют большие мощности (до 6 км) и относятся к нижней и верхней флишоидным и залегающей среди них глинисто-сланцевой формациям. Возрастной объем формаций в разных зонах «сланцевого ядра» разный. В зоне Бокового хребта нижняя флишоидная формация включает самые низы лейаса, глинисто-сланцевая — нижний и средний лейас, а верхняя флишоидная — верхи лейаса и частично ааленский ярус средней юры. Известняки верхней юры на границе Известнякового и Сланцевого Дагестана перекрывают породы этого формационного ряда с резким угловым несогласием.

В зоне Главного хребта нижняя флишоидная формация включает песчано-сланцевые толщи тоарского яруса верхнего лейаса, глинисто-

сланцевая — сидеритовые глинистые толщи ааленского яруса средней юры, а верхняя флишоидная — песчано-алевролитовые разрезы байосского, батского ярусов средней и значительной части верхней юры [12, 13, 17, 19].

Разрезы мезозойских отложений Сванетской зоны южного склона Большого Кавказа, а также Северо-Западный и Юго-Восточный периклиналильных зон во многом сходны с формационными рядами зон «сланцевого ядра», отличаясь от них несколько меньшей мощностью и иными возрастными рамками трех главных формаций. Наиболее существенные угловые несогласия отмечаются здесь на нижней границе меловых карбонатных отложений.

Флишевые зоны южного склона характеризуются терригенно-карбонатным составом тонкослоистых отложений верхней юры, мела и палеоцена и флишевым характером их переслаивания. Суммарная мощность флишевых формаций изменяется от 1000 до 2500 м [2, 20].

Наконец, в области шовных зон на границе с Закавказским срединным массивом кроме песчано-сланцевых толщ нижней и средней юры, разрезы которых имеют много общих черт с разрезами зон «сланцевого ядра», но значительно меньшую мощность, широко распространены байосские основные эффузивы и их туфы, сменяющиеся выше в основном карбонатными образованиями верхней юры, мела и большей части палеогена. Вулканогенные образования основного состава отмечаются также в сеноманском ярусе. Олигоцен — миоцен сложен глинами и песчаниками. Части этого разреза относятся соответственно к флишоидным и глинисто-сланцевой формациям нижней части средней юры, спилито-диабазовой формации байоса, карбонатной и вулканогенно-карбонатной — юры и мела и флишоидной терригенной — олигоцена — миоцена. Суммарная мощность пород формационного ряда 5—7 тыс. м.

Изучение разрезов пород мезозоя и кайнозоя Большого Кавказа позволяет сделать ряд заключений. Большинство слагающих мегантиклинорий Большого Кавказа пород имеет терригенный и терригенно-карбонатный состав и тонкослоистый флишевый или флишоидный характер, что очень важно для сопоставления складчатых деформаций в разных зонах. Эти особенности литологического состава толщ позволяют проводить анализ морфологии складчатости в сходных с механической точки зрения породах и в первом приближении относить все неоднородности распределения разных типов складчатости на счет действия тектонических факторов [15].

Проведенный ранее анализ фаций и мощностей мезозойско-кайнозойских отложений Большого Кавказа представил возможность проследить историю вертикальных движений этой геосинклинальной системы и даже количественно оценить их интенсивность и контрастность [20]. Вместе с данными о главных угловых несогласиях эти материалы позволяют заключить, что начало процесса складкообразования было связано с окончанием геосинклинального опускания каждый раз новой генерации прогибов и с началом режима поднятия их территории [18, 20]. Мегантиклинорий, таким образом, представляет собой гетерогенное по возрасту начала проявлений складчатости сооружение.

АЛЬПИЙСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ СТРУКТУРА БОЛЬШОГО КАВКАЗА

Большое количество детальных структурных профилей, составленных в течение многолетних исследований складчатой структуры Большого Кавказа [8, 15, 17—21 и др.], дает возможность достаточно подробно проследить изменение особенностей распределения складчатости разных типов в пределах всего мегантиклинория. Здесь удается наблюдать практически полное вырождение голоморфной складчатости и переход ее в промежуточный тип в литологически однородных сланцевых и флишевых тонкослоистых толщах мезозоя — кайнозоя как вкрест простираная складчатой системы от осевых ее частей к более окраин-

ным, так и по простираанию антиклинорий, имеющих здесь хорошо обнаженные и ярко выраженные зоны периклинальных замыканий.

Как известно, схемы разных морфологических типов складчатости Большого Кавказа предлагались разными исследователями неоднократно [1, 18—20]. На этих схемах, составленных на качественной основе путем визуальных оценок, зона интересующей нас наиболее интенсивной складчатости выглядит единой недифференцированной полосой, приуроченной к осевой части альпийского поднятия и в силу асимметрии его структуры сдвинутой к югу и захватывающей частично его южное крыло. Она охватывает в осевой части Восточного Кавказа антиклинории Бокового и Главного хребтов и разделяющий их Бежитинский грабен-синклиорий. В приосевой части Центрального Кавказа полная складчатость с развитием изоклинальных и килевидных форм концентрируется в пределах Сванетского антиклинория. Полосы развития полной складчатости достигают обеих периклиналей мегантиклинория.

На южном склоне Большого Кавказа полная интенсивная складчатость отмечается во флишевых синклинориях, а также в ядрах Вандамского, Кодоро-Гумистинского антиклинорий и вдоль Кахетино-Лечхумской шовной зоны.

На северном склоне Большого Кавказа, а также у подножия южного склона, уже в пределах Закавказского массива, на восточной периферии периклинали Юго-Восточного и на западной периферии периклинали Северо-Западного Кавказа распространены в основном складчатые деформации промежуточного и прерывистого типов [3, 18—20]. Ранее было показано, что в направлении от осевых частей складчатой системы к периферическим сложная складчатость голоморфного типа постепенно сменяется складчатостью промежуточного типа. Это хорошо видно, например, в Сланцевом Дагестане и северо-восточной части Азербайджана, а также на южном крыле Сванетского антиклинория [18—20]. Заметное постепенное упрощение форм складчатости отмечается также во флишевых синклинориях по сравнению с расположенными к северу от них зонами осевой части мегантиклинория — «сланцевого ядра» [2, 20].

Чтобы подтвердить эти закономерности, полученные на основе качественных, визуальных сопоставлений, количественно, можно применить методику экспертной оценки степени морфологической сложности складчатости (м. с.) по семи структурным признакам для сравнительно однородных (по форме отдельных складок) и соразмерных участков профилей. Методика была опробована и опубликована ранее [15, 17]. Оценка характеризует степень соответствия мелких складок (III и IV порядков) на каждом данном участке по морфологии голоморфному типу складчатости. Причем голоморфный тип (максимальная оценка 1,0) и промежуточный тип (минимальная оценка 0,1) складчатости характеризуются непрерывностью, плавностью взаимных переходов [6, 7] и принимаются за две крайние точки постепенного ряда морфологических разновидностей. Оценка всех выделенных на каждом структурно-геологическом профиле участков позволяет проследить и представить в количественном виде площадную неоднородность формы мелких складок путем интерполяции полученных величин по всем имеющимся структурным профилям.

Получаемые оценки степени морфологической сложности складчатости, ее градации при желании можно параллелизовать с ранее применявшимися качественными оценками интенсивности складчатости [20], возможно, более привычными для широкого круга геологов. Наиболее высокие значения м. с. (0,8—1,0) в общем соответствуют зоне наиболее тесно сжатых изоклинальных и килевидных складок, средние значения м. с. (0,6—0,7) можно грубо сопоставить с зоной менее интенсивной линейной складчатости, сравнительно низкие значения м. с. (0,3—0,5) соотносятся с зоной дугообразных складок, а совсем низкие оценки (0,1—0,2) соответствуют зоне коробчатых складок и флексур.

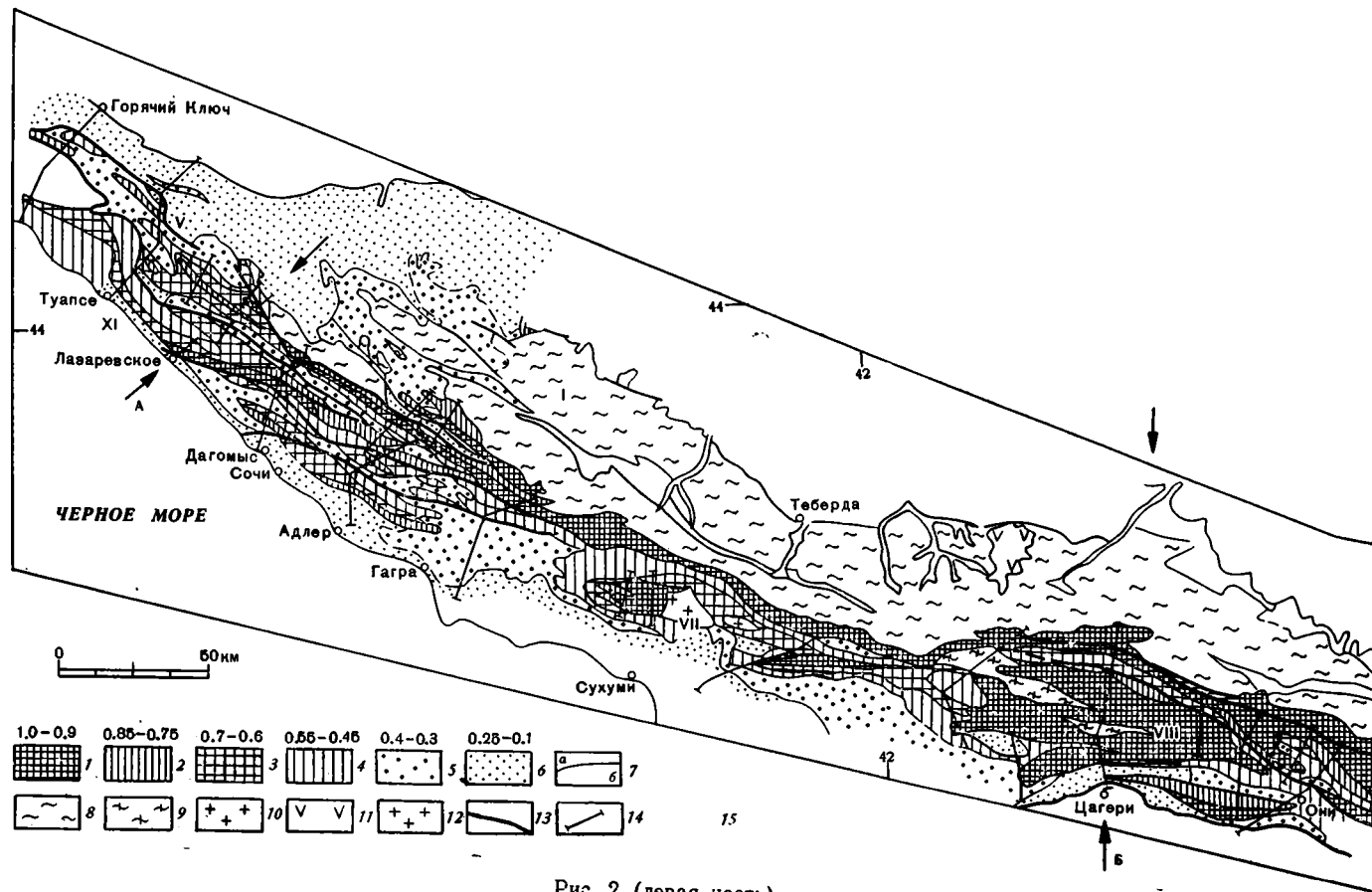


Рис. 2 (правая часть)

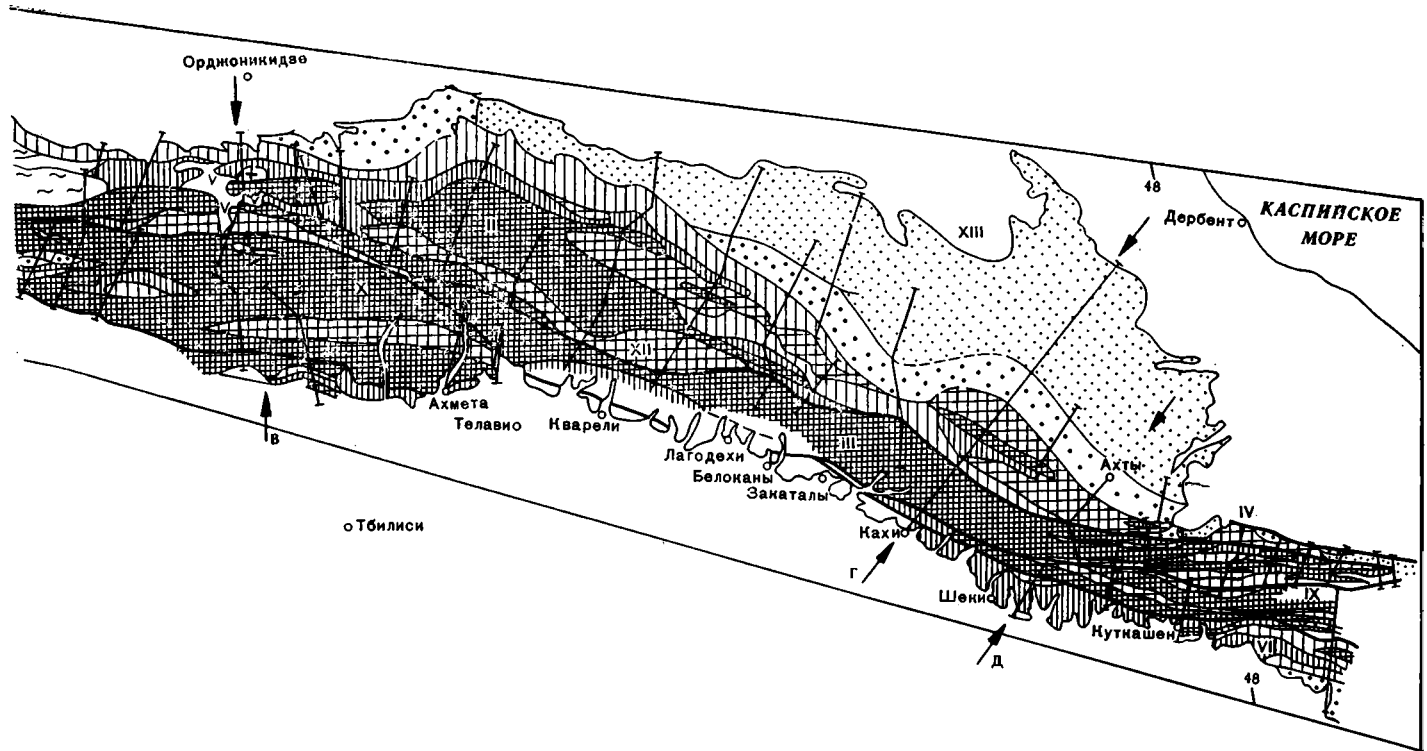


Рис. 2. Карта распределения складчатости с разной степенью морфологической сложности для осевых зон мегантиклинория Большого Кавказа (составил Е. А. Рогожин с использованием литературных данных [8, 18—21] и материалов В. Н. Шолпо) 1—6—интервалы степени морфологической сложности складчатости (м. с.) в мезо-кайнозойских толщах; 7—границы зон с разной м. с.: а—прослеженные, б—предполагаемые; 8—10—домезозойские образования: 8—Центрального Кавказа, 9—ядра Сванетского антиклинория, 10—древние гранитоиды (Дарьяльский массив); 11—четвертичные вулканические породы; 12—мезозойские гранитоиды (Келасурский массив); 13—разломы; 14—линии структурно-геологических профилей, на основании анализа которых составлена карта; 15—территории, на которых оценка м. с. в силу разных причин не проводилась. Стрелками показано положение профилей, изображенных на рис. 1. Остальные усл. обозн. см. на рис. 1

Используя эту методику, рассмотрим теперь, как меняется складчатость мегантиклинория в пределах главных структурно-формационных зон. В осевой части на Восточном Кавказе располагаются два антиклинория, подставляющих один другой кулисообразно (рис. 2). Более юго-восточный антиклинорий Главного хребта представляет собой систему тесно сжатых складок нескольких порядков (оценка степени морфологической сложности 0,9—1,0), образующих в разрезе веерообразное дивергентное складчатое сооружение. Его максимальная ширина 20—25 км, к западу и востоку она уменьшается. Так, вблизи восточной периклинали (в районе Тфанского антиклинория) она составляет 5—10 км. Крупные антиклинали и синклинали в пределах центральной широкой части антиклинория характеризуются одинаково сложной, сжатой формой мелких дополнительных складок и одинаково высокими значениями оценки м. с. По мере приближения к периклинали, уже в пределах Тфанского антиклинория, являющегося восточным окончанием антиклинория Главного хребта, начинает проявляться дифференциация мелкой складчатости в крупных антиклиналях и синклиналях. По всем имеющимся профилям видно, что простые открытые, часто дугообразные мелкие складки приурочены к крупным синклиналям (I и II порядков) на крыльях и в ядре антиклинория, а более напряженная мелкая складчатость наблюдается в пределах крупных антиклиналей, осложняющих ядро антиклинория [17]. По простиранию напряженность мелкой складчатости в целом снижается с запада на восток по мере приближения к периклиналильному замыканию антиклинория. При этом более просто устроенные синклинали занимают все большую часть площади антиклинория.

Крупные антиклинали подставляют одна другую по простиранию в виде длинных кулис, образующих три протяженные полосы с более сложным строением мелких складок, расположенных под острым углом к общему простиранию антиклинория (см. рис. 2). Оценка степени морфологической сложности складчатости в пределах антиклиналей очень высока (0,85—1,0). Антиклинали разделяются и обрамляются также протяженными полосами с относительно более простой мелкой складчатостью, соответствующей крупным синклиналям. В них отмечаются средние (0,45—0,7) и низкие (0,1—0,4) значения оценки м. с. В направлении периклинали Тфанского антиклинория значения м. с. в пределах крупных антиклиналей несколько уменьшаются, в этом же направлении сокращается ширина антиклиналей. Складчатость в целом, таким образом, приобретает гребневидный облик и приближается по морфологии к промежуточному типу.

Еще более ярко выраженный гребневидный характер имеет складчатость на северо-западном окончании антиклинория Главного хребта, в пределах периклинали Гойтхского антиклинория [15]. Редкие узкие антиклинали I и II порядков, подставляющие одна другую кулисообразно и сильно осложненные тесно сжатыми, часто изоклиналильными складками III и IV порядков (оценка м. с. 0,6—0,9), разделены и обрамляются широкими крупными синклиналями, осложненными сравнительно простыми мелкими складчатыми формами (оценка м. с. 0,3—0,55).

Антиклинорий Бокового хребта характеризуется двугорбым строением и максимальной шириной более 40 км. Крупные антиклинали (I порядка) располагаются в северной и южной частях его ядра. Они разделены обширной синклиналью (также I порядка). Наиболее интенсивная сложная, сжатая мелкая складчатость осложняет эти антиклинали (м. с. 0,8—1,0), а в центральной синклинальной части антиклинория, так же как и на его северном крыле, совпадающем с северной частью зоны Сланцевого Дагестана, деформации значительно менее напряженные (оценка м. с. соответственно 0,6—0,75 и 0,8—0,55). В восточном направлении антиклинорий сужается, сначала выклинивается более северная из антиклиналей I порядка, а в южной морфология осложняющей складчатости упрощается. В районе р. Каракойсу оценка м. с. в ее пределах составляет 0,5—0,6, а в районе р. Казикумухское

Койсу антиклинорий как зона интенсивной складчатости выклинивается в целом. Здесь степень морфологической сложности мелкой складчатости не превышает 0,4—0,5.

В междуречье Ахтычай — Казикумухское Койсу на простирании антиклинория Бокового хребта в 25 км к востоку от его периклинали вновь отмечается антиклинорное складчатое сооружение с интенсивнейшей складчатостью, осложняющей его ядро (м. с. 0,8—0,95). Эта структурная зона имеет сравнительно небольшие размеры (30×10 км) и со всех сторон обрамляется полями, в пределах которых напряженность мелкой складчатости существенно ниже (м. с. 0,3—0,7). Таким образом, эта зона интенсивной складчатости изолирована от других таких же зон, концентрирующихся в пределах антиклинориев.

Такой же, но более значительной по размеру зоной изолированной складчатости (оценки 0,85—1,0) является Сванетский антиклинорий. Поле развития напряженной складчатости в ядре и частично на крыльях антиклинория в плане имеет форму, близкую к овальной, с размером 100×50 км. Этот овал ориентирован субширотно и с севера и востока отделяется от протяженной зоны сложной складчатости, занимающей верхнюю часть южного склона Главного Кавказского хребта (оценки м. с. 0,9—1,0), складчатой зоной Чиаурского флишевого синклинория (оценки м. с. 0,65—0,7). С юга и запада антиклинорий обрамляется сравнительно слабо дислоцированными флишеидными терригенными толщами сорской свиты тоарского и ааленского (?) ярусов юры и породами вулканогенного состава байосского яруса средней юры (м. с. 0,2—0,5).

В осевой части сложно дислоцированного ядра Сванетского антиклинория установлены три крупных антиклинали, подставляющих одна другую кулисообразно и сложенных палеозойскими образованиями [1, 20]. В разрезе складчатая структура антиклинория характеризуется наклоном, иногда опрокидыванием складок разных порядков на юг и постепенным упрощением складчатых форм от ядра к южному крылу.

Хорошо экспонированная западная периклиналь антиклинория в какой-то мере сходна по своему строению с вышеописанной восточной периклиналью антиклинория Главного хребта — Тфанским антиклинорием. В обоих случаях мы видим, что сложная равномерная складчатость, характерная для более центральных частей антиклинория, становится неравномерной. В междуречье Цхенис-Цкали — Ингури напряженная складчатость (м. с. 0,85—1,0) сохраняется лишь в пределах крупных антиклиналей, которые пальцеобразно вклиниваются в область развития более простой складчатости, присущей крупным синклиналям.

Сравнительно небольшие по размеру зоны интенсивной складчатости (м. с. 0,85—1,0) отмечаются на южном склоне Большого Кавказа в ядрах Вандамского и Кодоро-Гумистинского антиклинориев (см. рис. 1, 2), причем форма их в плане в отличие от складчатых зон «сланцевого ядра» мегантиклинория не совсем линейная, а скорее так же, как и в случае Сванетского антиклинория, овальная, брахиморфная. На периклинальных замыканиях этих антиклинориев также легко проследить постепенное вырождение полной складчатости по простиранию и замещение ее складчатостью промежуточного типа.

Антиклинорий разделяются зонами менее интенсивной складчатости — синклинориями. Так, Бежитинский грабен-синклинорий отделяет один от другого антиклинории Главного и Бокового хребтов. В плане он представлен двумя кулисообразно подставляющими одна другую синклиналями, осложненными складчатостью, оценка м. с. которой составляет 0,6—0,7.

Синклинории флишевых Ковдагской и Чиаурской зон отчленяют антиклинорий южного склона — Вандамский и Сванетский от антиклинориев «сланцевого ядра» мегантиклинория. Складчатая структура синклинориев опрокинута на юг. Характерно, что в пределах этих синклинориев наиболее тесно сжатая мелкая и крупная складчатость (м. с. 0,9—1,0) отмечается на северном крыле — на границе с сопредель-

ными антиклинориями зоны «сланцевого ядра». Южнее складчатость постепенно упрощается и в ядре синклинориев достигает средних и даже низких значений оценки м. с. (0,3—0,7). Обычно ядра синклинориев представляют собой ряд кулисообразно подставляющих одна другую крупных (I порядка) синклиналей, осложненных сравнительно простой мелкой складчатостью. Только в одном случае, в верховья р. Риони, в ядре Чиаурского антиклинория установлена коробчатая, местами веерообразная антиклиналь [20].

Самый западный из трех флишевых синклинориев — Новороссийский — представляет собой типичную зону гребневидной складчатости, в которой зеркало складчатости практически горизонтально, отдельные узкие крупные антиклинали осложнены сравнительно напряженной, тесно сжатой мелкой складчатостью (м. с. 0,7—0,95) и разделены широкими корытообразными крупными синклиналями, в пределах которых мелкие складки также имеют более простую форму в разрезе (м. с. 0,2—0,6). Интересно, что моновергентное опрокидывание структуры на юг в Новороссийском синклинории отмечается лишь в виде отдельных узких полос в южной и северной его частях. В осевой, ядерной части четкая вергентность отсутствует.

В целом для Большого Кавказа не удается выделить сплошную линейно вытянутую зону, образованную равномерной интенсивной складчатостью голоморфного типа. Мы имеем дело скорее с отдельными сравнительно непротяженными полями сложной складчатости, перемежающимися и обрамляющимися полями сравнительно менее сложной складчатости.

Кроме складчатых дислокаций на территории мегантиклинория, особенно на его южном крыле, развиты чешуйчато-надвиговые и шарьяжные образования. Структурные особенности основной массы чешуйчато-складчатых структур дают основание отнести их не к скибовому или пластинному типу, как это часто представляется [9, 11], а к типу складко-надвигов. При этом каждый отдельный надвиг обычно структурно тесно связан с какой-либо определенной крупной складкой. Такой тип пологонаклонных разрывных нарушений, характерный, например, для осевых и северных частей флишевых синклинориев, искажает первичную формационную зональность незначительно. Амплитуда горизонтальных смещений по этим разрывам невелика.

Иное дело — тектонические покровы, развитые по южным границам трех флишевых синклинориев (Воронцовский шарьяж, Северо-Западного Кавказа, система покровов на границе Чиаурского флишевого синклинория и Грузинской глыбы [1, 9], Астраханский и Баскальский покровы Юго-Восточного Кавказа). На участках развития этих структур наблюдается существенное искажение первичной формационной зональности за счет некоторого сближения и сокращения ширины седиментационных зон перехода от флишевых прогибов к шовным поднятиям (Гагра-Джавскому или Вандамскому). Амплитуды горизонтального смещения пород оцениваются здесь до 10 км. Характерными чертами структуры этих зон покровов являются: 1) развитие их лишь в тех местах, где антиклинории южного обрамления складчатой системы слабо выражены (на периклинальных замыканиях и участках ундуляций их шарниров); там, где антиклинорные зоны ярко выражены (Сванетский, Кодоро-Гумистинский антиклинории), ни о каком шарьяжном перекрытии их говорить не приходится; 2) значительно более сложный, сжатый и опрокинутый облик складчатости во фронтальных частях тектонических покровов по сравнению с тыловыми, что, очевидно, свидетельствует об их в значительной мере гравитационном происхождении. Зоны развития и редукции покровов южного склона хорошо коррелируют с поперечными «антикавказскими» прогибами и поднятиями. Так, выклинивание флишевых синклинориев и отсутствие покровов на северных крыльях Сванетского и Кодоро-Гумистинского антиклинориев связано, по-видимому, с унаследованным развитием на протяжении всего альпийского цикла Транскавказского поперечного поднятия.

Наиболее интенсивная складчатость на территории Большого Кавказа наблюдается в положительных крупных складчатых сооружениях — антиклинориях, причем расположенных в осевой части, в «сланцевом ядре» мегантиклинория. На периферии отмечается упрощение морфологии пликтивных дислокаций даже в пределах антиклинориев.

Мелкая складчатость вдали от периклинальных замыканий антиклинориев сравнительно однородна. По всей ширине каждой зоны складки примерно одинаково сложны по форме. О сильной деформированности толщ говорят большие цифры оценок степени морфологической сложности складчатости (0,8—1,0).

По мере приближения к периклинальным замыканиям антиклинориев мелкая складчатость по морфологии становится все более неоднородной. Сложная складчатость сохраняется в пределах крупных антиклиналей. По качественным и количественным оценкам она не уступает складчатости более удаленных от периклиналей частях антиклинориев (оценки м. с. 0,85—1,0). В ядрах синклинориев, а также в крупных синклиналях антиклинориев, расположенных вблизи зон их периклинального замыкания, преобладает более простая по форме мелкая складчатость (м. с. 0,1—0,65).

Таким образом, вблизи периклинальных замыканий антиклинориев, в ядрах синклинориев и в периферических складчатых зонах Большого Кавказа полная складчатость теряет однородность и свойство подобия в пределах крупных антиклиналей и синклиналей и приобретает морфологические черты промежуточной складчатости. На этих участках складчатость, строго говоря, уже не является типично голоморфной.

Антиклинории, синклинории и крупные складки в их пределах по большей части располагаются кулисообразно.

Часто видно, как разные по размеру линейные или брахиморфные в плане поля морфологически более сложной складчатости, изолированные от других таких же полей, обрамляются со всех сторон полями с менее сложной структурой.

Кулисообразное взаимное расположение антиклинориев и синклинориев в складчатой системе, а также осей крупных складок в пределах этих крупных структур противоречит возможности применения механизма внешнего сжатия для объяснения формирования мегантиклинория Большого Кавказа, так как направление действия сил при горизонтальном сжатии для складчатых структур разных порядков должно в этом случае азимутально различаться. Объяснение формирования складчатости с этих позиций встречает трудности также в связи с более сложной морфологией складчатости в осевых по сравнению с окраинными частями мегантиклинория, наличием ряда разных по размеру и форме изолированных зон интенсивной складчатости, а также пластичным, некомпетентным характером деформированных толщ.

ВОЗМОЖНЫЙ МЕХАНИЗМ СКЛАДКООБРАЗОВАНИЯ

Главная особенность неоднородности зоны полной складчатости Большого Кавказа, выражающаяся в обособлении участков повышения интенсивности деформации, которые вытягиваются вдоль общего простиранья мегантиклинория, но при этом располагаются кулисообразно, не противоречит представлению о том, что основной причиной возникновения складчатости являются плотностные неоднородности и процесс адвекции, приводящий к их выравниванию. При этом зоны повышения интенсивности складчатых деформаций совпадают с воздыманиями шарнира мегантиклинория, установленными ранее по структурным данным и образующими цепь куполов в осевой зоне восточной половины Большого Кавказа [19, 20]. Модель адвективных движений как основной механизм и причина складкообразования неоднократно рассматривалась в литературе [6, 7, 10, 14], в том числе и применительно к Большому Кав-

казу [3, 8, 18—20]. Поэтому нет необходимости повторять здесь основные положения этих представлений. Однако, как известно, остается недо конца решенным вопрос о причинах, приводящих к инверсии плотностей в осадочной толще. Можно ли считать те физико-химические преобразования вещества, которые сопровождают слабый начальный метаморфизм глинистых осадков и дегидратацию пород, единственной и достаточной причиной, инициирующей процесс адвекции? Кроме того, сопоставление по системе количественных параметров теоретических и экспериментальных моделей с природными деформациями, сделанное Ф. Л. Яковлевым, показало, что процесс адвекции в чистом виде сам по себе не может обеспечить весь ансамбль наблюдаемых складок, по крайней мере в области Юго-Восточного Кавказа [22]. Из этих подсчетов следует, что надо допустить какую-то долю действия внешнего тангенциального сжатия.

Кулисообразное положение участков повышения интенсивности деформаций внутри зоны полной складчатости позволяет предположить, что процесс адвекции в осевой зоне Большого Кавказа может быть взаимосвязан со сдвиговыми или взбрососдвиговыми движениями в доальпийском фундаменте по системе глубинных разломов.

Экспериментальные данные на моделях [23], а также наблюдения во многих складчатых областях, в том числе в Копетдаге и в прогибах, обрамляющих эту складчатую область с севера и запада [5, 16], показывают, что над разломами со сдвиговыми смещениями в осадочной толще возникают эшелонированные системы складок продольного изгиба. Вполне возможно, что возникновение даже зародышей таких складок приводит к дополнительному увеличению контраста плотностных неоднородностей в осадочной толще и обостряет гравитационную неустойчивость нижней части геосинклинального разреза, тем самым способствуя возникновению процесса адвекции. Данные по изменению интенсивности деформаций на периклиналях Большого Кавказа, где зона наиболее высоких значений интенсивности распадается на отдельные полосы, приуроченные к разломам, согласуется с таким представлением. С другой стороны, складчатость, возникающая над глубинным разломом со сдвиговой компонентой, будет вносить в общую структуру дополнительную деформацию сжатия, не связанную с адвекцией. Разумеется, эти представления нуждаются в экспериментальной и теоретической проверке, однако характер неоднородности деформаций в зоне полной складчатости дает для них достаточно серьезные основания.

Литература

1. Адамия Ш. А. Механизм и геодинамика формирования альпийских складчатых поясов Кавказа//Проблемы движений и структурообразования в коре и верхней мантии. М.: Наука, 1985. С. 98—111.
2. Афанасьев С. Л. Флишевые формации мезо-кайнозоя Большого Кавказа//Математические методы анализа геологических явлений. М.: Наука, 1981. С. 17—33.
3. Белоусов В. В. Большой Кавказ как тектоническая лаборатория//Проблемы геодинамики Кавказа. М.: Наука, 1982. С. 9—13.
4. Белоусов В. В. Основы структурной геологии. М.: Недра, 1985. 208 с.
5. Борисов Б. А., Розожин Е. А. Изучение тенденций тектонического развития Копетдага в связи с проблемой прогноза землетрясений//Изв. АН ТССР. Сер. физ.-тех., хим. и геол. наук. 1980. № 6. С. 90—96.
6. Вихерт А. В. Методы и результаты статистического исследования тенденций применения интенсивности складчатости//Вопросы геонии. М.: Изд-во МГУ, 1972. С. 34—90.
7. Вихерт А. В. О конвективной складчатости и ее отличии от складчатости внешнего сжатия//Изв. вузов. Геология и разведка. 1981. № 12. С. 3—9.
8. Вихерт А. В., Лебедева Н. Б., Блишлов В. И. Типы, история и механизм образования складчатости Юго-Восточного Кавказа. М.: Недра, 1966. 188 с.
9. Гамкрелидзе П. Д., Гамкрелидзе И. П. Тектонические покровы южного склона Большого Кавказа//Тр. Геол. ин-та АН ГССР. Нов. сер. Вып. 57. Тбилиси, 1977. 81 с.
10. Гончаров М. А. Инверсия плотности в земной коре и складкообразование. М.: Недра, 1979. 246 с.
11. Догдуев С. И. О покровном строении Большого Кавказа//Геотектоника. 1986. № 5. С. 94—106.
12. Панов Д. И. Стратиграфия, магматизм и тектоника Большого Кавказа на ранне-

альпийском этапе развития//Геология Большого Кавказа. М.: Недра, 1976. С. 154—207.

13. *Панов Д. И., Бызова С. Л., Снежко Е. А.* Новые данные о стратиграфии ниже- и среднеюрских отложений центральных частей Большого Кавказа//Изв. вузов. Геология и разведка. 1964. № 4. С. 35—47.
14. *Рамберг Х.* Сила тяжести и деформации в земной коре. М.: Недра, 1985. 400 с.
15. *Рогожин Е. А.* Качественный и количественный анализ морфологической изменчивости складчатости//Неоднородность тектоносферы и развитие земной коры. М.: Недра, 1986. С. 78—93.
16. *Рогожин Е. А., Борисов Б. А.* Сейсмодислокации в эпицентральных зонах землетрясений Западной Туркмении//Вопросы инженерной сейсмологии. Вып. 27. Детальные инженерно-сейсмологические исследования. М.: Наука, 1986. С. 116—126.
17. *Рогожин Е. А., Яковлев Ф. Л.* Опыт количественной оценки морфологии складчатости Тфанской зоны Большого Кавказа//Геотектоника. 1983. № 3. С. 87—98.
18. *Сорский А. А.* Типы геосинклинальной складчатости Кавказа и условия их формирования//Складчатые области Евразии. М.: Наука, 1964. С. 303—317.
19. *Шолпо В. Н.* Типы и условия формирования складчатости Сланцевого Дагестана. М.: Наука, 1964. 167 с.
20. *Шолпо В. Н.* Альпийская геодинамика Большого Кавказа. М.: Недра, 1978. 175 с.
21. *Шурыгин А. М.* Условия формирования структур Юго-Восточного Кавказа. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 140 с.
22. *Яковлев Ф. Л.* Исследование кинематики линейной складчатости (на примере Юго-Восточного Кавказа)//Геотектоника. 1987. № 4. С. 31—48.
23. *Ярошевский В.* Тектоника разрывов и складок. М.: Недра, 1981. 236 с.

Институт физики Земли
им. О. Ю. Шмидта

Поступила в редакцию
29.XI.1986

УДК 551.248.7(571.6)

ШАПИРО М. Н., ГАНЕЛИН В. Г.

**ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ СООТНОШЕНИЯ КРУПНЫХ БЛОКОВ
В МЕЗОЗОИДАХ СЕВЕРО-ВОСТОКА СССР**

Рассмотрены палеотектонические соотношения Колымо-Омолонского блока, Яно-Колымской и Чукотской складчатых областей. Показано, что границы этих блоков не являются швами, возникшими после закрытия океанических бассейнов. Пространственно-временные закономерности проявления мезозойской складчатости на Северо-Востоке СССР также не соответствуют представлениям о ее связи со столкновением континентальных блоков. Критически рассмотрены палеобиогеографические данные о значительных дифференциальных горизонтальных перемещениях крупных блоков (микроплит). Сделан вывод об отсутствии таких перемещений на расстояния, сопоставимые с размерами самих блоков.

Особый интерес к геологической истории мезозойд Северо-Востока СССР возник после публикации ряда статей, в которых по аналогии с Аляской и крайним западом Северной Америки предполагалось, что эта часть Азиатского материка образована в результате присоединения к Сибирской плите нескольких крупных блоков, переместившихся на значительные расстояния под влиянием спрединга в Тихом океане и Арктике [28, 29]. Эта идея была поддержана в ряде докладов на 27-м Международном геологическом конгрессе в Москве [1, 6, 7, 17].

В основе реконструкций лежит разделение мезозойд Северо-Востока СССР на три крупные части: Яно-Колымскую и Чукотскую складчатые области и Колымо-Омолонский блок, объединяющий Омолонский массив и Приколымское поднятие (рис. 1). Предполагается, что по крайней мере до поздней юры эти части разделялись океаническими пространствами; в результате происшедшего в позднеюрское — раннемеловое время столкновения этих трех блоков были сформированы разделяющие их теперь относительно узкие разломные зоны, а по периферии Сибирской платформы — Верхояно-Колымский складчатый пояс.

Кинематика предполагаемых горизонтальных перемещений во всех реконструкциях дается в обобщенном виде, так как исходные данные для построения палинспастических схем весьма ограничены. Если Сибирскую платформу и Яно-Колымскую складчатую область считать относительно неподвижными, то остается выяснить кинематику движений Чукотского и Колымо-Омолонского блоков. Наиболее определенно высказываются предположения, что блок Чукотки и Северной Аляски соединился с Колымо-Омолонским блоком в результате позднеюрского раскрытия Канадской котловины вокруг полюса, расположенного в районе дельты Маккензи [1]. Траекторию предполагаемого движения Колымо-Омолонского блока можно установить, опираясь только на палеомагнитные данные. В этом отношении палеозойские и нижнемезозойские породы Северо-Востока СССР изучены весьма неравномерно. Немногочисленные данные по Западному Верхоянию подтверждают единство этого района с Сибирской платформой, которая в конце триаса, согласно Н. А. Храмову [25], располагалась в высоких широтах с полюсом к юго-западу от современного Охотского массива. В это же время Омолонский массив, по оценке того же Н. А. Храмова, основанной на осреднении данных Д. М. Печерского [15], находился примерно на широте 55° , т. е. значительно дальше от сибирского поздне триасового полюса, чем он находится сейчас. По данным Н. В. Ложкиной [11], он располагался на $10\text{--}15^\circ$ южнее. С направлением на этот полюс поздне триасовые векторы Омолонского массива образуют углы, в среднем превы-

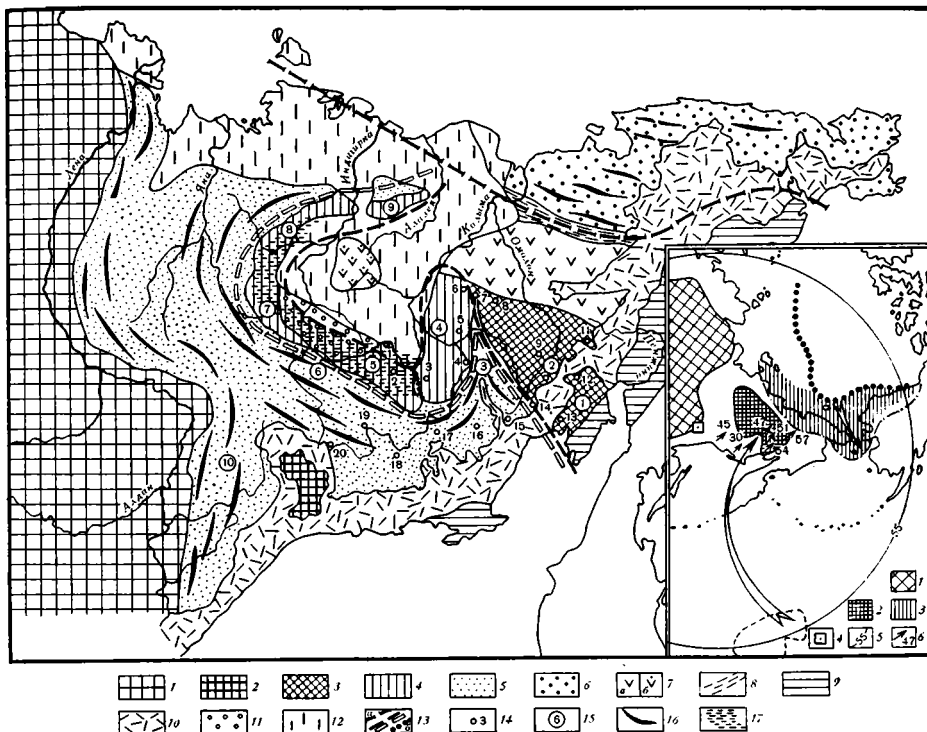


Рис. 1. Схема тектоники Северо-Востока СССР

1 — Сибирская платформа; 2, 3 — массивы: 2 — Охотский, 3 — Омолонский; 4 — поднятия, сложенные преимущественно нижним и средним палеозоем; 5—9 — складчатые области: 5 — Яно-Колымская, 6 — Чукотская, 7 — Алазейско-Олойская (а — олойская, б — алазейская части), 8 — Южно-Анойская, 9 — Тайгоноская; 10 — Охотско-Чукотский вулканогенный пояс; 11 — Зырянская впадина, выполненная верхнемезозойскими осадками; 12 — Колымо-Индигорская и Приморская низменности, перекрытые четвертичными отложениями; 13 — различные варианты проведения границ блоков: а — Чукотского и Колымо-Омолонского, б — Колымо-Омолонского и Яно-Колымского; 14 — положение и номера разрезов, показанных на рис. 3 и 4; 15 — простираения основных складчатых структур; 16 — Уяндино-Ясачненский вулканический пояс. В кружках — некоторые упомянутые в тексте тектонические структуры: 1 — Авековское поднятие, 2 — Гижигинский прогиб, 3 — Сугойский прогиб, 4 — Приколымское поднятие, 5 — Омудевское поднятие, 6 — Иньяли-Дебинский синклиниорий, 7 — Тас-Хаяхтаское поднятие, 8 — поднятие хребтов Селеняхского и Полоусного, 9 — Улахан-Сисское поднятие, 10 — Аллах-Юньский синклиниорий.

На врезке — схема предполагаемых перемещений Колымо-Омолонского и Чукотского блоков относительно Сибирской платформы; построенная без учета возможных относительных движений Евразии и Северной Америки в мелу и кайнозое

1 — Сибирская платформа, 2 — Колымо-Омолонский блок, 3 — блок Чукотки и Северной Аляски, 4 — позднетриасовый полюс для Сибирской платформы по [15], 5 — позднетриасовая широта 55° относительно сибирского полюса, 6 — палеомагнитные векторы в верхнетриасовых породах с указанием палеошироты по [11, 12, 14]

шающие 120°. Если особенности ориентировки этих векторов связывать с послетриасовыми горизонтальными движениями, то необходимо предполагать быстрый дрейф Омолонского массива по некоторой дуговой траектории, что необходимо для одновременного поворота массива и его сближения с Сибирской платформой (см. рис. 1). Амплитуда перемещения должна была достигать 3000—3500 км. Время наиболее быстрого дрейфа необходимо ограничить юрой, так как почти постоянная разница в широтах между Омолонским массивом и Сибирской платформой сохранялась с позднего девона до конца триаса, а повсеместная на Северо-Востоке складчатость волжского времени должна фиксировать конец дрейфа и столкновение Колымо-Омолонского блока с Сибирью.

Ограниченность, а в значительной степени и недостаточная надежность данных, положенных в основу любой (в том числе и изображенной на рис. 1) схемы движения блоков, образующих Северо-Восток

СССР, делает такие схемы весьма неточными и неоднозначными. Поэтому трудно говорить о строго детерминированных результатах предполагаемого движения.

Однако, если исходить из предложения, что до поздней юры три блока, образующих мезозойды Северо-Востока СССР, были разделены обширными океанами, то их палеозойские и нижнемезозойские разрезы должны резко различаться. Поэтому границы блоков должны проводиться там, где по обе стороны от крупной зоны разрывов происходят наиболее резкие изменения по всему разрезу пород палеозойского и нижнемезозойского возраста. Эти границы должны также обладать признаками, позволяющими рассматривать их как швы после закрытия океанов. К числу таких признаков обычно относятся пояса офиолитов и глубокосланцевого метаморфизма. Важно, наконец, подчеркнуть, что между каждыми двумя блоками подобная граница должна быть непрерывной, а установленная близость первоначального расположения разрезов одного блока по отношению к разрезам другого и, тем более, постепенные переходы между ними хотя бы на одном участке будут свидетельствовать об отсутствии крупных горизонтальных перемещений между блоками, даже если на других участках граница между ними выглядит резкой. Рассмотрим с этой точки зрения имеющиеся геологические данные.

СТРУКТУРНЫЕ СООТНОШЕНИЯ КОЛЫМО-ОМОЛОНСКОГО БЛОКА С ЯНО-КОЛЫМСКОЙ И ЧУКОТСКОЙ СКЛАДЧАТЫМИ ОБЛАСТЯМИ

Граница между Яно-Колымской складчатой областью и Колымо-Омолонским блоком (см. рис. 1) наиболее четко и однозначно проводится к юго-западу от Омолонского массива, где его относительно маломощные разрезы перми, триаса, нижней и средней юры при переходе через Тебанинский разлом сменяются мощными разновозрастными толщами Сугойского прогиба [22] (рис. 2). Вдоль разлома отсутствуют признаки крупных шарьяжных перекрытий, породы, напоминающие офиолиты, зоны метаморфизма и мезозойские (домеловые) известково-щелочные вулканиты, которые можно было бы сопоставить с аналогичными породами островных дуг или окраинно-континентальных поясов. Заложение северной части этого разлома относится, по-видимому, к докаменноугольному времени. По обе стороны от зоны разлома характер триасово-юрских отложений меняется лишь в пределах, закономерных для перехода от поднятия к расположенному рядом прогибу. В частности, в триасе сохраняется монотонный глинисто-сланцевый состав отложений и их фосфатеносность. Хорошо опознаются некоторые маркирующие литологические горизонты, такие, как ладинские битуминозные известняки, нижненорийские монотисовые ракушечники др. В среднеюрских толщах Сугойского прогиба есть обломки пермских известняков и карнийских ракушечников.

Верхнепалеозойские отложения восточной окраины Приколымского поднятия, ограничивающего Сугойский прогиб с северо-запада (см. рис. 1), обнаруживают сходство с разновозрастными отложениями Омолонского массива (рис. 3). В частности, своеобразная толща щелочных оливиновых базальтов и их туфов верхнего карбона—нижней перми хорошо маркирует окраинные районы обеих структур и содержит в своем составе идентичные тафоценозы брахиопод. В пермских отложениях западной окраины Приколымского поднятия присутствует характерный горизонт Колымиевых известняков, аналогичных известнякам омолонской свиты массива.

Некоторые литологические особенности отдельных горизонтов верхнего палеозоя, характерные для Омолонского массива и в особенности для Гижигинского прогиба (см. рис. 1), сохраняют свои черты в пределах всей Яно-Колымской зоны складчатости. В частности, известнякам верхнепермской омолонской свиты отвечает повышенная известковатость разновозрастных глинистых толщ Яно-Колымской зоны. Характер-

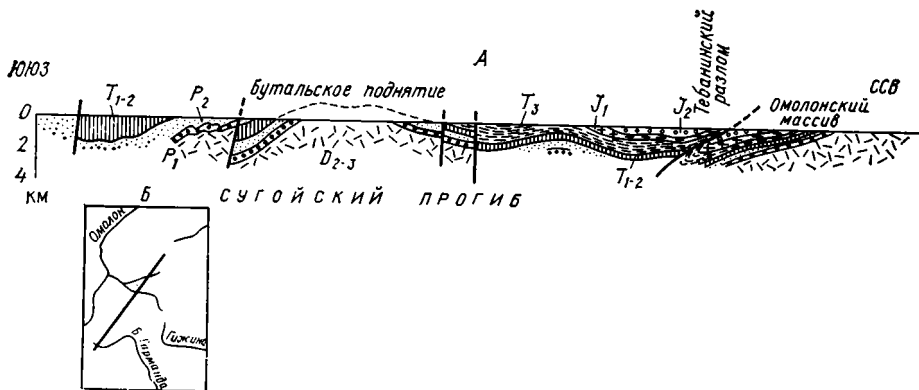


Рис. 2. Геологический профиль зоны сочленения Омолонского массива и Сугойского прогиба (по материалам И. П. Васецкого и В. Н. Дорогого) (А) и его расположение (Б)

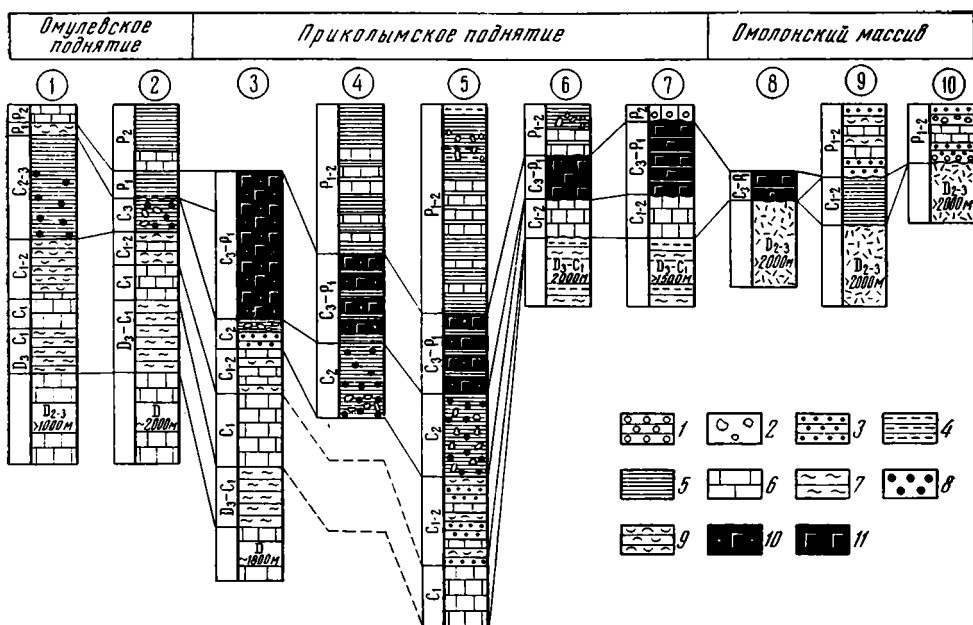


Рис. 3. Схема сопоставления разрезов верхнего палеозоя южных частей Колымо-Омолонского блока (расположение разрезов см. на рис. 1). Составил В. Г. Ганелин на основе [17].

1 — гравелиты, конгломераты, 2 — рассеянный грубообломочный материал, 3 — песчаники, 4 — алевриты, 5 — аргиллиты, 6 — известняки, 7 — кремнистые породы, 8 — кремнистые конкреции, 9 — тонкообломочные туфы, 10 — грубообломочные туфы базальтов, 11 — базальты

ный горизонт глинисто-алевритовых пород с рассеянным грубообломочным материалом, который рядом авторов рассматривается как ледово-морские осадки, располагается в верхах пермского разреза и имеет идентичный облик как в окраинных частях Омолонского массива, так и в Яно-Колымской складчатой области — на склонах Охотского массива и в Восточном Верхоянье (рис. 4).

Все это говорит о том, что Омолонский массив, начиная по крайней мере с позднего карбона, не был отделен от Сугойского прогиба океаническим пространством. Иными словами, крупных горизонтальных перемещений Колымо-Омолонского блока относительно Яно-Колымской складчатой области не происходило¹.

¹ В литературе неоднократно обсуждалось существование палеозойско-мезозойской границы Колымо-Омолонского блока в хр. Черского. Предлагались различные, часто взаимоисключающие варианты ее проведения и обоснования рассматривать

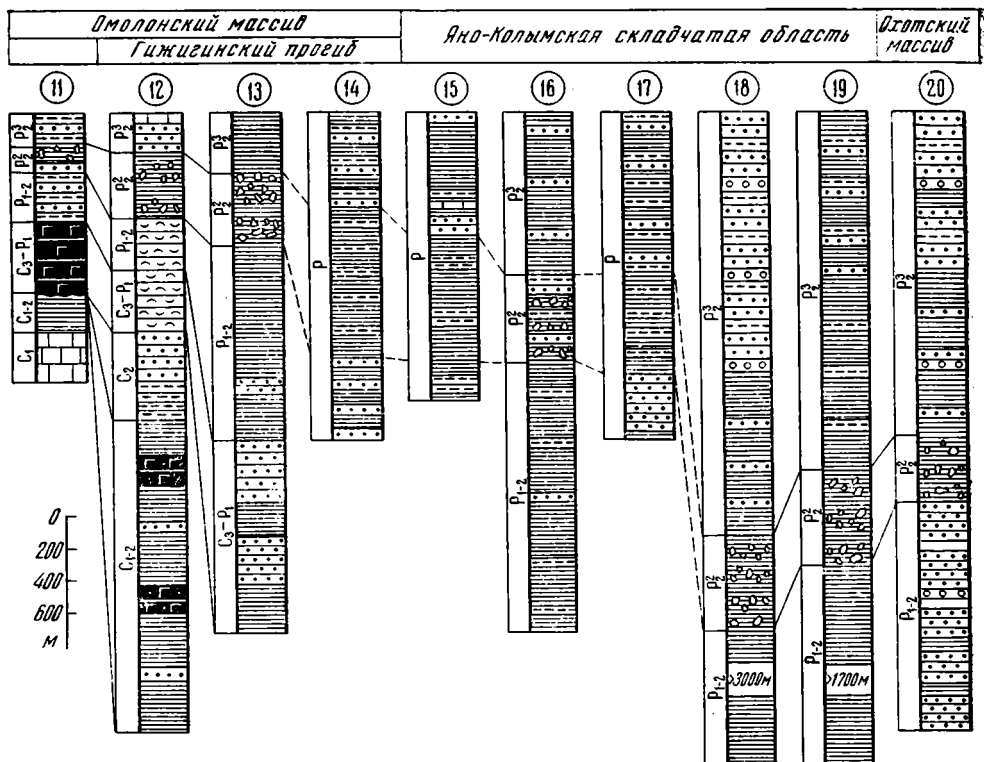


Рис. 4. Схема сопоставления разрезов верхнего палеозоя Омолонского массива и Яно-Колымской складчатой области (расположение разрезов см. на рис. 1). Составил В. Г. Ганелин на основе [17]
Усл. обозн. см. на рис. 3

К этому следует добавить, что на отсутствие крупных горизонтальных перемещений Колымо-Омолонского блока относительно юго-восточной части Яно-Колымской складчатой области указывают и палеомагнитные данные. Так, Е. В. Колесов [3, 8, 9] сообщает о близости ориентировок девонских палеомагнитных векторов Омолонского массива, Приколымского поднятия и южной части хр. Черского, а Н. В. Ложкина [11, 18] подчеркивает близость верхнетриасовых полюсов, определенных по отложениям Омолонского массива, района Магадана и Охотского массива. Если исходить из всех этих данных, то границу плит следует проводить между Охотским массивом и Аллах-Юньским прогибом южного Верхоянья (см. рис. 1), что с геологической точки зрения совершенно бессмысленно.

Таким образом, в пределах Северо-Востока СССР не найдено зоны или границы, которая, разделяя Яно-Колымскую складчатую область и Колымо-Омолонский блок (при любом понимании его объема), могла бы рассматриваться как шов, возникший при закрытии океана в результате дрейфа Омолонского массива. Следовательно, в другой интерпретации нуждаются прежде всего те палеомагнитные данные, которые кладутся в основу представлений о таком дрейфе.

Рассмотрим с этих же позиций соотношения Колымо-Омолонского блока и Чукотской складчатой зоны. Они видны только в пределах Южно-Ануйской складчатой области (см. рис. 1), длина обнаженной части которой не превышает 300 км. Здесь выделяются вулканогенно-кременистые породы верхней юры и сланцево-граувакковые толщи некома, интенсивно дислоцированные в предаптское время и пространствен-

которые мы не имеем возможности. Важнее еще раз подчеркнуть, что тесная связь Омолонского массива с Сугойским прогибом означает, что любые, даже самые резкие структурные границы в хр. Черского не обусловлены перемещением Колымо-Омолонского блока относительно Сибирской платформы на многие сотни километров.

но связанные с мелкими телами габброидов и гипербазитов [13, 18, 19]. Все это дает основание видеть в Южно-Аньюйской зоне складчатости результат замыкания прогиба с корой океанического типа, а в гипербазитах и габброидах — фундамент такого прогиба. Однако некоторые факты противоречат такой интерпретации. Так, на северной периферии Южно-Аньюйской складчатой области известен блок нижнекаменноугольных пород, в котором описан мощный разрез эффузивов и туфов в переслаивании с известняками, содержащими визейские кораллы [20]. На нижнем карбоне с несогласием залегают маломощные оксфордские песчаники с галькой палеозойских пород. Они в свою очередь перекрываются осадочно-вулканогенной толщей кимериджа — волжского яруса, которая широко распространена в центральных частях Южно-Аньюйской зоны и многими рассматривается в качестве океанической формации. В этой толще наряду с кремнями много терригенных пород, местами преобладающих в разрезе. В составе верхнеюрских эффузивов Южно-Аньюйской складчатой области наряду с базальтами распространены андезиты, дациты и липариты [13]. Б. А. Натальин [там же] указывает на присутствие в юрском разрезе конгломератов, содержащих обломки гипербазитов, очевидно, имеющих более древний возраст. Все это говорит о том, что осадочно-вулканогенные верхнеюрские толщи Южно-Аньюйской зоны складчатости залегают на более древнем складчатом основании (куда входят и габбро-гипербазитовые массивы) и обладают существенными отличиями от океанических формаций.

По обе стороны от Южно-Аньюйской складчатой области развиты преимущественно разновозрастные комплексы: на севере это почти исключительно триасовые, на юге — главным образом юрские и нижнемеловые с выходами на поверхность более древних пород только в мелких блоках. Однако непосредственно к югу от Южно-Аньюйской зоны складчатости, в бассейне р. Ангарки (правый приток Большого Анюя), развита флишевая толща, по составу и строению аналогичная верхнетриасовому флишу северного обрамления Южно-Аньюйской складчатой области и также содержащая немногочисленные верхнетриасовые двустворки [4]. Хорошие насыщенные фауной разрезы верхнего триаса известны несколько западнее и южнее (на левобережье Большого Анюя и в его истоках), где обнажаются грубообломочные и обогащенные вулканитами мелководно-морские толщи, резко отличающиеся от бедных фауной флишевых толщ верхнего триаса к северу от Южно-Аньюйской зоны складчатости.

Таким образом, резкая граница между различными типами разрезов верхнего триаса проходит не в пределах Южно-Аньюйской складчатой области, а к югу от нее, и, следовательно, Южно-Аньюйская зона складчатости не может рассматриваться как результат замыкания океанического бассейна. Видимо, правильнее считать ее сравнительно узким рифтогенным прогибом, заложившимся на уже сформированном к середине юры более раннем складчатом основании [10].

Одной из главных проблем, которую призваны решить любые палеотектонические реконструкции Северо-Востока, является проблема происхождения складчатости Верхоянья и сопредельных структур. Особенности этой складчатости являются, с одной стороны, неоднородность морфологического выражения, что вполне естественно при той огромной площади, которая была захвачена складкообразованием, а с другой — одновременность главных событий: появления несогласий и первых моласс. В частности, на всей территории мезозойд Северо-Востока фиксируется верхнеюрское несогласие, как правило, предваряемое складчатостью и перекрытое молассоидными толщами или известково-щелочными вулканитами. Более ранние фазы складчатости редки и локальны, а более поздние, хотя местами и весьма интенсивны, но приурочены к узким приразломным зонам.

Чтобы объяснить одновременность взаимодействием трех блоков, следует предполагать их одновременное столкновение, что выглядит в известной мере случайностью. Но столкновения даже трех блоков не-

достаточно, если рассмотреть поведение складчатых структур в пространстве. Остаются, по крайней мере, три проблемы. Во-первых, это складчатость в хребтах Селенняхском, Полоусном и Улахан-Сие, для которой надо привлекать столкновение с четвертым блоком (Хромской плитой Л. А. Савостина и др. [17]). Во-вторых, это складчатость Аллах-Юньского синклинария, для объяснения которой следует предполагать независимые движения Охотского массива (пятый блок). И в-третьих, проблема складок между Приколымским поднятием и Омолонским массивом. Если эти два блока столкнулись раньше, значит, и складчатость здесь должна была проявиться в доверхнеюрское время. Если же они столкнулись только в поздней юре, значит, надо говорить о независимых движениях Приколымского поднятия и Омолонского массивов, т. е. увеличивать количество блоков, которое вырастает уже до шести. Одновременное же столкновение шести континентальных блоков уже слишком мало вероятно.

Нельзя, наконец, не обратить внимание на то, что если складчатость связывать только со столкновениями блоков, то Чукотский и Колымо-Омолонский блоки должны были столкнуться дважды: в поздней юре, когда формировались складки на Чукотке и в Олойской зоне, и в начале мела, когда смятию подверглись юрско-меловые толщи Южно-Ануйского прогиба.

Таким образом, пространственно-временные закономерности развития складчатости в мезозоидах Северо-Востока СССР не подтверждают крупных горизонтальных перемещений блоков относительно друг друга.

ПАЛЕОБИОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ ОБ ОТНОСИТЕЛЬНЫХ ПЕРЕМЕЩЕНИЯХ БЛОКОВ

Значительные относительные перемещения крупных блоков, составляющих сейчас Северо-Восток СССР, часто обосновываются палеоклиматическими данными. В первую очередь это относится к движению Чукотской складчатой области относительно двух других блоков.

Начиная с раннего карбона, моря Северо-Востока СССР, Таймыра и сопредельных районов обособляются в Бореальную биогеографическую область, где в отличие от более южной, Тетической, была распространена относительно бедная в систематическом отношении фауна, по комплексу признаков рассматриваемая как более холодноводная. Начиная с верхнего палеозоя, эти области отличаются особенно резко.

Исходя из широкого регионального анализа верхнепалеозойских отложений, В. И. Устрицкий [24] намечает климатическую зональность и внутри Бореальной области с выделением более теплых (и, по палеомагнитным данным, более южных) провинций в Европейском секторе Арктики, которые при движении к северо-востоку сменяются более холодными вплоть до появления субарктических условий на Омолонском массиве, где описаны ледниково-морские отложения. Однако надо сразу подчеркнуть, что такая интерпретация еще не дает оснований для отделения Омолонского массива от Яно-Колымской зоны. Даже если верхнепалеозойские породы с рассеянной галькой считать ледово-морскими отложениями (что на наш взгляд сомнительно), то они распространены в обеих этих зонах. А особенности верхоянской верхнепалеозойской фауны по сравнению с омолонской заключаются в обедненности первой и обусловлены никак не климатом, а палеогеографией бассейна, которая в данном случае контролировалась режимом вертикальных колебательных движений. Палеоклиматические условия в позднем палеозое были весьма однородны почти на всем Северо-Востоке.

Резкой аномалией на этом фоне выглядит лишь каменноугольная фауна Северной Чукотки, о-ва Врангеля и юго-восточной части Новосибирских островов, где широкое распространение получают типичные тетические фораминиферы [21]. Отсюда возникают представления, что Чукотский блок вместе с Северной Аляской, которая была заселена теми же формами, является самостоятельной плитой, испытавшей зна-

чительный дрейф из южных (для каменноугольного времени) широт. Предлагаются два варианта такого дрейфа. Согласно первому, наиболее популярному, блок Чукотки и Северной Аляски по крайней мере до середины юры был причленен своим океаническим краем к Канадскому архипелагу и занял свое современное положение в результате раскрытия Канадской котловины, а затем и Северной Атлантики. Однако, по палеомагнитным данным, подобная реконструкция не позволяет поместить Чукотку значительно южнее Омолонского массива. В связи с этим В. И. Устрицкий и А. Н. Храмов [24] предположили, что и этот блок был транспортирован из Тихого океана на расстояние не менее 2500 км. Однако в этом варианте полностью игнорируются структурные связи Северной Аляски с другими частями Северо-Американского континента, поэтому он не может быть признан удовлетворительным.

Трудности чисто тектонического решения проблемы происхождения северочукотской каменноугольной фауны возрастают при более детальном ее анализе (рис. 5). От визейского до московского яруса наиболее распространенной группой здесь являются фораминиферы. Фузулиниды, рассматривающиеся как показатель тетической принадлежности ассоциаций, присутствуют по всему разрезу, от визейских слоев с разнообразными *Eostafella*, *Eostafellina* до башкирско-московских с *Pseudostafellina*, *Profusulinella*, *Shubertella* и др. Однако в нижней части разреза присутствие фузулинид не затушевывает близость и родственность этой фауны с фауной магарского надгоризонта остальной территории Северо-Востока. Эта близость ощущается как в общности остальной части фораминиферовых ассоциаций (прежде всего архедисцид), так и в брахиоподовых комплексах. Среди архедисцид это сходство подчеркивается группой тонкостенных спирально свернутых форм и форм со звездчатой стенкой — роды *Planospirodiskus*, *Neoarchaediscus*, *Asteroarchaediscus*.

По данным М. Ф. Соловьевой [24], фузулиниды в пределах Новосибирско-Чукотской области обнаруживают определенную фациальную приуроченность и имеются фаии, где они отсутствуют или редки и фораминиферовые сообщества представлены лишь архедисцидами. В этом случае эти комплексы совсем не имеют отличий от верхояно-колымских, среди которых, вообще говоря, иногда встречаются редкие фузулиниды — *Eostafella*, *Novella* и др.

Среди небогатого сообщества брахиопод Чукотки характерно присутствие таких бореальных эндемиков, как *Sajakella*, *Praechorridonia*, *Orulganina*, «*Spirifer*» *piassinaensis* и др. В. И. Устрицкий [23] был первым, кто обратил внимание на значительное сходство фауны брахиопод о-ва Врангеля с брахиоподами «бургалийского» (магарского, по современной номенклатуре) горизонта Колымо-Омолонского блока. Наконец, следует отметить, что изображенная Дж. Уотерхаузом [27] богатая брахиоподовая фауна с территории Северного Юкона, происходящая из формаций Харт Ривер, Этрейн и Джунгл Крик, тождественна магарской. Так же как и в Верхояно-Колымской области, эта фауна сопровождается архедисцидовыми комплексами фораминифер, не содержащими фузулинид.

Таким образом, для магарского временного интервала, основываясь на палеонтологических материалах, трудно предположить изоляцию Чукотского блока от остальной части Северо-Востока Азии и смежных частей Северо-Американского материка.

Более молодая, позднебашкирско-московская фауна Чукотской области и Верхояно-Колымской практически не имеет ничего общего. В Верхояно-Колымской области этому интервалу отвечает ольчинский надгоризонт, содержащий исключительно бедную и резко эндемичную фауну. Из фораминифер здесь распространены лишь прикрепленные формы с песчаной стенкой, среди брахиопод основу составляют эндемики *Jakutella*, *Taimyrella*, *Jakutoproductus* и др. В нижней части многочисленны аммоноидеи, представленные преимущественно эндемичным семейством *Orulganitidae*. Ольчинская фауна Северо-Востока Азии

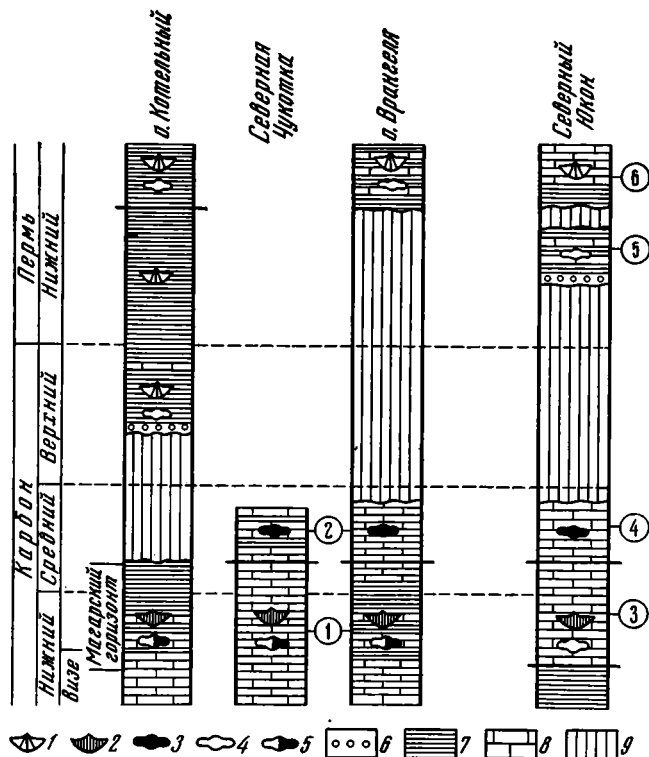


Рис. 5. Распределение брахиоподовых и фораминиферовых фаун в некоторых каменноугольных и пермских разрезах Чукотско-Аляскинского блока (по данным Ю. Г. Рогозова и Н. М. Васильевой, Г. И. Каменевой и Г. И. Черняка, а также [27]): 1, 2 — комплексы брахиопод: 1 — типично бореальные, 2 — умеренно бореальные (магарские); 3—5 — комплексы фораминифер: 3 — с резким преобладанием фузулинид («тетические»), 4 — практически без фузулинид («бореальные»), 5 — смешанные; 6—8 — преобладающие породы: 6 — конгломераты, 7 — песчаники и сланцы, 8 — известняки; 9 — перерывы. В кружках — названия свит (1, 2) и формаций (3—6): 1 — юконская, 2 — киберская, 3 — Харт Ривер, 4 — Этрейн, 5 — Джунгл Крик, 6 — Таккандит

представляет собой максимум однообразия и эндемиков на протяжении всего позднего палеозоя. В противоположность этому в пределах Новосибирско-Чукотской области повсеместно распространены фузулинидовые комплексы, аналогичные известным в Уральско-Средиземноморском и других районах Тетиса. Именно эта фауна, по мнению В. И. Устрицкого [7], должна была формироваться на 20—30° южнее остальных верхнепалеозойских фаун Северо-Востока. Однако такое изменение фауны по разрезу, если и говорит о дрейфе Чукотского блока, то не на север, а на юг.

В большинстве районов области верхний карбон и низы перми из разреза выпадают. Однако на Новосибирских островах (о-в Котельный), известна позднекаменноугольная фауна, представляющая бореальными (пареньскими) ассоциациями фораминифер (комплекс мелких протонодозарий) и брахиопод — *Taimyrella*. Здесь же на о-ве Котельном и на о-ве Врангеля [26] вторая половина нижней перми представлена также бореальной фауной, характерной для джигдалинского горизонта других районов Северо-Востока СССР. Если смену фауны в начале позднего карбона также связывать с дрейфом Чукотского блока, то направление этого дрейфа должно было резко смениться, и Чукотско-Аляскинский блок должен был практически скачкообразно (со скоростью свыше 30 см/год) вновь переместиться в высокие широты. Едва ли подобную схему можно считать реальной.

Смешанный, а временами даже тропический облик каменноугольной фауны Чукотки безусловно требует объяснения, но он скорее связан с особенностями циркуляции вод океана этого времени, вызывающей значительные отклонения границ биогеографических зон от палеоширот.

Эти отклонения впервые фиксируются в нижнем карбоне, когда обуславливают отсутствие типично тетических сообществ фораминифер в пределах большей части Северной Америки [30]. Но наиболее ярко они проявились в середине карбона, когда тетическая фауна из Тихого океана проникает во внешние части того крупного залива, который располагался в это время на месте Арктики.

Признаки биогеографических связей бореальных бассейнов восточного сектора Арктики с более теплыми тихоокеанскими и тетическими морями сохраняются и в раннем мезозое. Рассматриваемая территория в целом, безусловно, относится в это время к Бореальной области, и почти все пространственные изменения раннемезозойских биот этого региона не связаны непосредственно с климатической зональностью, однако Олойская зона, по-видимому, является заметным исключением. Здесь, начиная с позднего триаса и до тоара, в фаунистических комплексах наряду с преобладающими бореальными формами постоянно отмечаются тетические и близкие к ним аммоноидеи и двустворки [3, 5]. Здесь же известны находки верхнетриасовых колониальных кораллов. В типовом разрезе Яракваамского поднятия верхний триас этой зоны залегает на девонских эффузивах, характерных для почти всех поднятий Олойской зоны и тесно связанных с кедонской серией Омолонского массива. Таким образом, в триасе у этой зоны общий фундамент с собственно Омолонским массивом, где в раннем мезозое была распространена типично бореальная фауна. Поэтому достаточно очевидно, что появление теплолюбивых элементов в данном случае нельзя связывать с тектоническими перемещениями отдельных блоков из более низких широт.

На наш взгляд, палеоклиматические данные не содержат каких-либо решающих доказательств крупных относительных перемещений блоков, образующих мезозойды СССР, и в определенной степени противоречат палеомагнитным данным, согласно которым в позднем палеозое и раннем мезозое Омолонский массив занимал более низкоширотную позицию, чем Яно-Колымская складчатая область. Тепловодный характер фауны верхнего палеозоя Чукотки скорее всего связан с особенностями циркуляции вод океана.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В анализе региональной структуры и геологической истории мезозойды Северо-Востока СССР мы не исходили из отрицания роли горизонтальных тектонических движений и не пришли к такому отрицанию. Для нас несомненна важная роль этих движений в формировании надвигов хр. Черского, напряженной складчатости в Южно-Анжуйской зоне и многих других тектонических структур. Однако анализ показал, что эти движения, которые происходили внутри отдельных структурно-фациальных зон или на их границах, не приводили к закрытию океанических бассейнов, разделяющих независимо развивавшиеся блоки, а величина перемещений была значительно меньше поперечных размеров самих блоков. Взаимное расположение этих блоков, ныне образующих мезозойды Северо-Востока СССР, не менялось с позднего палеозоя.

На примере Северо-Востока СССР хорошо видно, что ни палеобиогеографические, ни палеомагнитные данные сами по себе не могут считаться достаточными доказательствами крупных горизонтальных перемещений, если нет их доказанности внутри каждого блока, а главное, если сами блоки не разделены разрывными границами, на которых скачкообразно меняются вещественный состав и строение всех формаций, образованных до предполагаемого столкновения, и которые по своему структурному выражению можно рассматривать как следы закрытия океанических бассейнов.

Литература

1. Бурке К. Плитотектоническая история Арктики//МГК. 27-я сес. Докл. Т. 7. М.: Наука, 1984. С. 159—167.
2. Бычков Ю. М., Дагис А. С. Позднетриасовая фауна Корякского нагорья и ее значение для палеогеографических и палеотектонических построений//Стратиграфия фауны и флоры триаса Сибири. М.: Наука, 1984. С. 8—18.

3. Гагиев М. Х., Колесов Е. В., Иванов Ю. Ю. Предварительные результаты магнито-биостратиграфических исследований девонских отложений Приколымского поднятия (р. Ясачная)//Методы палеомагнетизма в решении геологических задач (на примере Дальнего Востока). Владивосток: ДВГИ ДВНЦ АН СССР, 1982. С. 5—12.
4. Геологическая карта Северо-Востока СССР. М-6 1:1 500 000. Москва: ГУГК, 1982.
5. Даис А. С., Архипов Ю. В., Бычков Ю. М. Стратиграфия триасовой системы Северо-Востока Азии. М.: Наука, 1979. 244 с.
6. Зоненшайн Л. П. Тектоника внутриконтинентальных складчатых поясов//МГК. 27-я сес. Докл. Т. 7. М.: Наука, 1984. С. 48—59.
7. Карасик А. М., Устрицкий В. И., Храмов А. Н. История формирования Северного Ледовитого океана//МГК. 27-я сес. Докл. Т. 7. М.: Наука, 1984. С. 151—158.
8. Колесов Е. В. Палеомагнитные характеристики среднепалеозойских отложений Омолонского массива//Магматизм горных пород и палеомагнитная стратиграфия востока и северо-востока Азии. Магадан: СВКНИИ, 1981. С. 68—74.
9. Колесов Е. В. Палеомагнитное изучение девонских отложений Омuleвских гор//Колыма, 1983. № 4. С. 28—34.
10. Красный А. Л. Вулканогенные геосинклинальные зоны в мезозондах Северо-Востока СССР. Магадан: СВКНИИ, 1973. Тр. Северо-Восточн. комплексн. научн.-исслед. ин-та ДВНЦ АН СССР, 1973. Вып. 55. С. 49—52.
11. Ложкина Н. В. Северо-Восток СССР в позднетриасовое—раннеюрское время (по палеомагнитным данным) //Геомангнитное поле фанерозоя. Магадан: СВКНИИ, 1984. С. 68—69.
12. Ложкина Н. В. Естественная остаточная намагниченность верхнетриасовых отложений Омолонского массива//Методы палеомагнетизма в решении геологических задач (на примере Дальнего Востока). Владивосток: ДВГИ ДВНЦ АН СССР, 1982. С. 97—106.
13. Натальин Б. А. Раннемезозойские эвгеосинклинальные системы северной части Тихоокеанского обрамления. М.: Наука, 1984. 136 с.
14. Палеомагнитные направления и положения палеомагнитных полюсов/Ред. Храмов А. Н. М.: Межведомств. геофиз. ком., 1984. 94 с.
15. Печерский Д. М. Палеомагнитные исследования мезозойских отложений Северо-Востока СССР//Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 1970. № 6. С. 69—83.
16. Решения 2-го межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою Северо-Востока СССР. Магадан: СВКНИИ, 1978.
17. Савостин Л. А., Натанов Л. М., Ставский А. П. Мезозойская палеогеодинамика и палеогеография Арктического региона//МГК. 27-я сес. Докл. Т. 3. М.: Наука, 1984. С. 172—187.
18. Сеславинский К. Б. Строение и развитие Южно-Анюйского шовного прогиба (Западная Чукотка)//Геотектоника. 1970. № 5. С. 56—68.
19. Сеславинский К. Б. Некоторые данные о возрасте осадочных толщ северо-западной части Южно-Анюйского прогиба//Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Вып. 20. Магадан: Магаданское книж. изд-во, 1972.
20. Сизых В. И., Игнатъев В. А., Школьный Л. Д. и др. Новые данные по стратиграфии и тектонике левобережья Малого Анюя//Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Вып. 23. Магадан: Магаданское книж. изд-во, 1977. С. 29—34.
21. Соловьева М. Ф. Биостратиграфическое расчленение по фораминиферам нижне- и среднекаменноугольных отложений о-ва Котельного, о-ва Врангеля и Чукотки//Верхний палеозой Северо-Востока СССР. Л.: НИИГА, 1975. С. 42—53.
22. Терехов М. И. Стратиграфия и тектоника южной части Омолонского массива. М.: Наука, 1979. 114 с.
23. Устрицкий В. И. Биостратиграфия верхнего палеозоя Арктики. Л.: Недра, 1971.
24. Устрицкий В. И., Храмов А. И. Геологическая история Арктики с позиций теории литосферных плит//Геологическое строение СССР—закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 9. Моря Советской Арктики. Л.: Недра, 1984. С. 253—265.
25. Храмов А. Н., Гончаров Г. И., Комиссарова Р. А. и др. Палеомагнитология. Л.: Недра, 1982. 312 с.
26. Черняк Г. Е. Проект унифицированной схемы стратиграфии верхнего палеозоя Северо-Востока СССР//Верхний палеозой Северо-Востока СССР. Л.: НИИГА, 1975. С. 5—25.
27. Bamber F. W., Waterhouse J. B. Carboniferous and Permian stratigraphy and paleontology, Northern Yukon Territory, Canada//Bull. Canad. Petrol. Geol. 1971. V. 19. № 1. P. 29—250.
28. Churkin M. Jr. Tectonostratigraphic terranes of Alaska and Northeastern USSR—a record of collision and accretion//Accretion tectonics in the Circum-Pacific regions. Tokio, 1983. P. 37—42.
29. Fujita K., Newberry J. T. Tectonic evolution of northeastern Siberia and adjacent regions//Tectonophysics. 1982. V. 89. P. 337—357.
30. Matet B., Skipp B. Lower Carboniferous foraminifera — paleogeographical implication//8-й Междунар. конгресс из стратиграфии и геологии карбона. Труды. Т. 2. М.: Наука, 1979. С. 48—66.

Институт физики Земли
им. О. Ю. Шмидта АН СССР, Москва;
ВСЕГЕИ, Ленинград

Поступила в редакцию
2.VI 1986



М. В. МУРАТОВ КАК ПРЕДСЕДАТЕЛЬ ТЕКТОНИЧЕСКОГО КОМИТЕТА

(К 80-летию со дня рождения)

УДК 551.24

Большую и многообразную деятельность осуществляет ныне Междуведомственный тектонический комитет, ориентируя и координируя тектонические исследования в Советском Союзе. Он регулярно проводит пользующиеся большой популярностью всесоюзные совещания, где обсуждаются актуальные проблемы современной геотектоники, издает научные труды, отражающие имеющиеся у нас разнообразные течения тектонической мысли; разрабатывает приоритетные направления и планы исследований на предстоящие годы. При комитете функционирует полтора десятка тематических и региональных секций и подсекций, также развивающих большую и полезную научно-общественную деятельность. Под эгидой комитета издается широко известный журнал «Геотектоника».

Таким подошел комитет к своему 25-летию, исполняющемуся в 1988 г. Эта дата совпадает с другой юбилейной датой — 80-летием со дня рождения выдающегося геолога-тектониста Михаила Владимировича Муратова, тесно связавшего свою судьбу с тектоническим комитетом. Комитет многим ему обязан, и автор попытается отразить это в предлагаемом очерке.

В 1962 г. М. В. Муратов был избран членом-корреспондентом АН СССР, а на следующий год Бюро Отделения геолого-географических наук АН СССР назначило его председателем впервые учрежденного Тектонического комитета. Михаилу Владимировичу исполнилось в тот год 55 лет и он был в расцвете сил и таланта. Им уже были созданы ставшие классикой работы по тектонике Альпийского пояса, но еще предстояло написать фундаментальные труды по строению платформ и «книгу жизни» — «Происхождение материков и океанических впадин».

Его геологическая эрудиция была совершенно исключительной. В особенности поражали глубокие знания региональной геологии и притом не только различных областей Советского Союза, но и всего мира.

Все это снискало ему широчайшую известность как на Родине, так и за ее рубежами.

М. В. Муратова отличала и такая особенность, как углубленный научный подход к каждому интересовавшему его вопросу, и малому, и крупному. При своих тектонических построениях он придавал первостепенное значение фактическим материалам: палеонтологическим данным, составу горных пород, структурным признакам — всему тому, что можно назвать геологической эмпирикой. Поэтому и благодаря конкретности мышления его аргументация и выводы отличались большой логикой и ясностью.

Полемизировать Михаил Владимирович не любил, но жизнь временами требовала этого. Он нашел свой метод ведения дискуссий — выступал с научными докладами и именно в них с большой определенностью выражал свою точку зрения. Это придавало его маститой фигуре ученого, если можно так сказать, «состояние устойчивого равновесия».

В тот период, как, впрочем и раньше, и позже, единства в теоретических идеях не существовало. Главными были школа Геологического института АН СССР, возглавлявшаяся Н. С. Шатским, но к тому времени уже скончавшимся, и школа В. В. Белоусова. Но помимо них существовали и развивались другие тектонические направления — А. В. Пейве и П. Н. Кропоткина.

М. В. Муратов, будучи профессором Московского геолого-разведочного института, находился в особой позиции, хотя в основном и тяготел к школе ГИНа, где он еще в 40-х годах проходил докторантуру и защитил докторскую диссертацию (1948 г.).

Если все сказанное о М. В. Муратове принять во внимание, то выбор его кандидатуры в качестве председателя Тектонического комитета кажется совершенно естественным.

Объективной предпосылкой создания такого комитета была необходимость регулярного обмена результатами работ и широкого обсуждения назревших тектонических проблем. Научная общественность шла к этому уже давно, по крайней мере после I Всесоюзного тектонического совещания, состоявшегося в 1948 г. и показавшего большую пользу широких дискуссий по крупным геотектоническим проблемам. Случилось, однако, так, что II Всесоюзное тектоническое совещание было создано лишь спустя 14 лет, в 1962 году. Оно состоялось в г. Душанбе. В резолюции было сказано, что «созыв II Всесоюзного тектонического совещания в Средней Азии, в столице Таджикистана — городе Душанбе явился вполне закономерным вследствие того, что Тянь-Шань и Памир — величайшие горные сооружения Советского Союза отличаются сложностью и специфичностью развития, исключительно высокой новейшей тектонической подвижностью, сейсмической активностью, богатством месторождений важных полезных ископаемых». На повестке дня стояли две темы: 1) активизированные зоны земной коры, новейшие тектонические движения и сейсмичность и 2) тектоника Тянь-Шаня и Памира. Совещание было организовано Отделением геолого-географических наук АН СССР, Министерством геологии и охраны недр СССР, Министерством высшего и среднего специального образования СССР, Академией наук Таджикской ССР и Управлением геологии и охраны недр при Совете министров Таджикской ССР. Резолюция совещания заканчивалась пунктом: «Принимая во внимание все возрастающий размах тектонических исследований в СССР, их большое теоретическое и практическое значение, необходимость их направления и координации, упорядочения общей и региональной тектонической терминологии, совещание обращается к Президиуму АН СССР и Министерством геологии и охраны недр и высшего и специального среднего образования СССР с просьбой реорганизовать Оргкомитет II Всесоюзного тектонического совещания в постоянно действующий Межведомственный тектонический комитет, поручив ему указанную работу».

Реакция на резолюцию (и другие подобные обращения) со стороны ОГГН АН СССР, возглавлявшегося в ту пору академиком А. П. Вино-

градовым, была позитивной и быстрой, и уже 14 ноября 1963 г. Отделение издало постановление о создании Тектонического комитета под председательством члена-корреспондента АН СССР М. В. Муратова.

Персональный состав комитета был утвержден Бюро ОГГН 17 марта 1964 года и включал 66 человек. В бюро первого состава комитета вошли 16 человек, в том числе: М. В. Муратов — председатель, Н. А. Белявский, А. А. Богданов и А. Л. Яншин — заместители председателя, А. Л. Книппер — ученый секретарь, а также В. В. Белоусов, Ю. А. Косыгин, П. Н. Кропоткин, Ю. А. Мещеряков, А. В. Пейве, Ю. М. Пушаровский, В. И. Смирнов, Т. Н. Спижарский, В. Е. Хаин, Ю. М. Шейнманн и Н. А. Штрейс.

20 мая 1964 г. проводилось первое заседание Бюро ОГГН. На нем обсуждались цели и задачи комитета, структура, состав и вопрос об издании журнала «Геотектоника». Относительно целесообразности издания журнала мнения разделились¹. (Одна группа членов бюро (А. А. Богданов, В. В. Белоусов, Б. А. Петрушевский, Г. Д. Ажгирей и некоторые другие) считали, что создавать журнал не следует, т. к. это приведет к ликвидации таких изданий, как «Известия АН СССР. Серия геологическая» и «Бюллетень МОИП, отдел геологический», подписка на которые и без того низкая. Рекомендовалось добиваться увеличения листажу существующих журналов, чтобы в них можно было публиковать большее число материалов по тектонике, а в дополнение периодически издавать тематические сборники.

Другая группа участников заседания (М. В. Муратов, А. А. Борисов, А. В. Пейве, Ю. А. Косыгин, М. С. Нагибина, Н. С. Зайцев) высказалась за издание журнала, что аргументировалось дифференциацией наук и специализацией научной периодики. Этой группой отмечался все возрастающий интерес геологов к тектоническим исследованиям и проблемам.

Так или иначе, но прошло лишь 7 месяцев, и первый номер журнала «Геотектоника» вышел в свет. Его главным редактором, естественно, был М. В. Муратов, который и вел журнал в течение последующих 18 лет до своей кончины.

Первое пленарное заседание Тектонического комитета проводилось 13 и 14 ноября 1964 г. в Москве, в Геологическом институте АН СССР. В нем участвовало 170 геологов-тектонистов, представлявших 32 организации — академические, министерские, Академий наук союзных республик, университетов, геологических территориальных управлений. Это широкое совещание было посвящено терминологии и определению понятий платформенных структур. Такая тематика была выбрана в связи с назревшей потребностью разработки классификации платформенных структур, необходимой, как подчеркивалось, для успешных поисков нефтяных и газовых месторождений. Обо всем этом и говорил М. В. Муратов в своем вступительном слове. Совещание решило провести аналогичную работу и в отношении структур складчатых (геосинклинальных) областей, что и было при деятельном участии М. В. Муратова выполнено в дальнейшем (результаты опубликованы в «Геотектонике» за 1973 г.). Кроме того, в решении совещания перед комитетом была поставлена важная задача — ввести в программу деятельности рассмотрение макетов тектонических карт, прилагаемых к отчетам по государственной геологической съемке.

Можно отметить, что в сущности в первый же год деятельности Тектонического комитета определились основные направления, методы и стиль всей его дальнейшей работы. О стиле следует сказать, что объединяя различные научные школы, комитет и, в частности, его председатель не отступали от принципа демократизма и постоянно проявляли этичность по отношению к разнообразным мнениям как научного характера, так и организационного. В части направленности деятельности определялась приверженность комитета к актуальным и масштабным проблемам региональной и общей тектоники. Сразу же наметилась тенденция

¹ Автор не участвовал в заседании, т. к. находился в командировке в ДРВ.

по возможности ближе подходить к геологической практике — тектоническим закономерностям размещения в земной коре полезных ископаемых и геологической съемке. Одним из самых основных методов работы комитета фактически был определен созыв всесоюзных тектонических совещаний. Впоследствии все эти положения сделались для деятельности комитета основополагающими. Они являются таковыми и в настоящее время.

Все значительные тектонические форумы, организованные комитетом, начинались с вступительного доклада или слова М. В. Муратова.

В 70-х годах и в самом начале 80-х в соответствии с тематикой всесоюзных тектонических совещаний им были прочитаны доклады: «Основные структурные элементы Урало-Монгольского пояса» (1972), «Сравнительный обзор строения главных складчатых поясов Земли» (1973), «Развитие представлений о срединных массивах и их роль в строении складчатых поясов» (в соавторстве с А. Л. Яншиным, 1974), «Тектоническое районирование территории СССР» (1977), «Средиземноморский пояс и его районирование» (1978 г.), «Важнейшие особенности строения чехла молодых платформ» (1981 г.). Он открывал совещания по проблемам происхождения складчатости (1969 г.), по темам «Глубинное строение и геофизические особенности структур земной коры и верхней мантии» (1975 г.), «Разломы земной коры» (1976 г.).

В тематике совещаний, как в зеркале, отражен тот круг проблем, который в те годы находился главным образом в поле зрения советской геотектоники. Но одновременно у нас зрели и утверждались мобилистские идеи. Однако в полную силу они заявили о себе в 80-х годах, когда уже М. В. Муратов скончался.

В период деятельности М. В. Муратова как председателя Тектонического комитета существенное внимание уделялось рассмотрению тектонических карт. На комитете обсуждались: Тектоническая карта Европы масштаба 1 : 2 500 000 (1965 г.), Тектоническая карта Украины и Молдавии масштаба 1 : 1 000 000 (УкрНИГРИ, 1969 г.), Тектоническая карта Русской платформы и сопредельных регионов масштаба 1 : 1 500 000 (ВСЕГЕИ, 1969 г.), Тектоническая карта фундамента складчатых областей СССР (ИГД АН СССР, 1970 г.), Карта осадочных и вулканогенных формаций территории СССР масштаба 1 : 2 500 000 (ВСЕГЕИ, 1972 г.) и другие.

М. В. Муратову была присуща большая страсть к геологическим экспедициям, экскурсиям и вообще поездкам, где его необычайно любознательный и пытливый ум черпал новые факты, мысли и впечатления. С этим его свойством можно связать то, что иногда Тектонический комитет устраивал выездные заседания, а также необычайно широкие личные контакты Михаила Владимировича с геологами самых различных районов Советского Союза. Тектонический комитет стал популярен и постепенно при нем начинали развертывать работу различные региональные и тематические секции.

В 1973 году, 3 мая Президиум АН СССР вынес постановление о преобразовании Тектонического комитета в Междудеятельный тектонический комитет. Это было сделано «в целях развития тектонических исследований, усиления связи научных и производственных организаций министерств и ведомств, улучшения координации научных исследований в области тектоники». М. В. Муратов был утвержден председателем этого нового по своему звучанию комитета. В него вошло 78 человек, широко представляющих геологическую общественность страны. При комитете функционировали, хотя и не всегда регулярно, региональные подразделения: Научный совет по тектонике Сибири и Дальнего Востока, Комиссия по тектонике Белоруссии и Прибалтики, Кавказская, Среднеазиатская, Уральская, Казахстанская и Украинская (включая Молдавию) секции. Среди тематических подразделений можно назвать секцию по геологическим формациям.

Комитет организовал издание научных трудов, представляющих собой тематические сборники, включающие доклады, прочитанные на все-

союзных тектонических совещаниях. Несколько таких книг было опубликовано при жизни М. В. Муратова, и он был их редактором.

Если принять во внимание, что вся деятельность Междуведомственного тектонического комитета проводилась на общественных началах, то нельзя не отметить исключительно добросовестное и ответственное со стороны М. В. Муратова отношение к порученному ему важному и нелегкому делу.

Как главный редактор журнала «Геотектоника» М. В. Муратов также был всегда определен и корректен. Характер у Михаила Владимировича был не из легких, но вся редколлегия работала дружно и хорошо. Журнал с самого начала был интересным. Все это безусловно связано с терпимостью, эрудицией и мудростью главного редактора, не допускавшего бестактностей и всегда стремившегося найти общеприемлемое решение. За те годы, что он был главным редактором, вышло 108 номеров журнала. При его жизни журнал начал переводиться и издаваться Американским геофизическим союзом.

В журнале довольно часто можно было видеть интересные и содержательные статьи самого М. В. Муратова.

Редколлегия журнала работала действительно как коллегия, почему и получилось так, что печататься в этом журнале оказалось честью.

Междуведомственный тектонический комитет и журнал «Геотектоника» и сегодня играют большую роль в научной жизни геологической общности страны, и мы с большой благодарностью вспоминаем имя первого председателя комитета и первого главного редактора журнала — Михаила Владимировича Муратова.

Ю. М. Пуцаровский

ДИСКУССИИ

УДК 551.243.3(234.9)

Х А И Н В. Е.

НЕКОТОРЫЕ ЗАМЕЧАНИЯ К СТАТЬЕ Е. А. РОГОЖИНА И В. Н. ШОЛПО
«НЕОДНОРОДНОСТЬ ЗОНЫ ПОЛНОЙ СКЛАДЧАТОСТИ
БОЛЬШОГО КАВКАЗА» *

Эта работа представляет собой новую попытку опровержения концепции образования складчато-надвигового сооружения Большого Кавказа и, следовательно, всех сооружений подобного типа за счет действия горизонтальных сил сжатия. Авторы в качестве основного аргумента выдвигают две особенности складчатой структуры Большого Кавказа: 1) неоднородность интенсивности деформаций как по простиранию сооружения, так и в поперечном его сечении, и 2) кулисообразность расположения участков повышенной интенсивности деформаций в плане сооружения. Эти особенности ими довольно детально исследованы, что нашло отражение на прилагаемых профилях и схеме (рис. 1, 2).

Выявленные авторами, но качественно давно известные эти особенности структуры Большого Кавказа объективно действительно существуют, но могут ли они подтвердить выводы авторов об адвективном механизме складкообразования? Должен прежде всего заметить, что судить об интенсивности деформаций только по морфологии складок, без учета широко развитых здесь надвигов, шарьяжей и сдвигов совершенно неправомерно; это дает искаженную картину. Далее, неправильно отрицать роль литологических различий в определении морфологии дислокаций, как это делают авторы; достаточно сравнить Известняковый Дагестан и флишевую зону южного склона, например. Не учитывается, что повышение интенсивности деформаций в зонах крупных разломов является естественным следствием увеличения в этих зонах пластичности пород благодаря повышенному тепловому потоку и активности флюидов. Авторы справедливо считают всю складчатость Большого Кавказа результатом действия одного механизма, но совершенно произвольно относят так называемую на промежуточную складчатость к складчатости, производной от вертикальных усилий. Определенное понижение интенсивности деформаций к районам окончаний горного сооружения (по современным данным оно не так велико, здесь есть надвиги, даже покровы, например на северо-западном Апшероне) логично объясняется меньшим масштабом тангенциального сжатия по сравнению с центральной частью Большого Кавказа. Кулисообразность, наконец, может быть следствием некоторой переориентировки сжимающих усилий и (или) смещений по сдвигам, но не в фундаменте, как принимают авторы, а в самом альпийском комплексе.

Кстати, вывод об определенной роли сдвигов и, следовательно, поперечного сжатия является новым для сторонников «вертикалистской» концепции складкообразования. Общеизвестно, что сдвиги образуются в условиях сжатия, и если признать, как это указывают фактические данные, и старые, и новые, что они проявлены и в альпийской структуре, то, действительно, «надо допустить какую-то долю действия внешнего тангенциального сжатия» (с. 92), но не «какую-то», а весьма существенную, даже решающую, что вытекает и из объективного анализа морфологии складчато-надвиговой структуры.

Несмотря на эту корректировку исходных позиций авторов, общий настрой работы вызывает, как было показано выше, серьезные возражения. Однако фактический материал, приведенный в статье, представляет определенный интерес.

Геологический факультет
МГУПоступила в редакцию
6.V.1987

* Статья Е. А. Рогожина и В. Н. Шолпо «Неоднородность зоны полной складчатости Большого Кавказа» публикуется в настоящем номере журнала «Геотектоника», С. 79—93.

**ПРОИСХОЖДЕНИЕ СКЛАДЧАТОСТИ БОЛЬШОГО КАВКАЗА — ПРОБЛЕМА,
КОТОРУЮ НЕЛЬЗЯ РЕШИТЬ ИЗ ОБЩИХ СООБРАЖЕНИЙ (ОТВЕТ
НА ЗАМЕЧАНИЯ В. Е. ХАИНА ПО СТАТЬЕ «НЕОДНОРОДНОСТЬ ЗОНЫ
ПОЛНОЙ СКЛАДЧАТОСТИ БОЛЬШОГО КАВКАЗА») ***

Наша статья не преследовала цели опровергать концепцию образования складчатых сооружений «кавказского типа» за счет действия горизонтальных сил сжатия, как об этом пишет В. Е. Хаин. Целью работы был показ на детальном материале морфологической неоднородности складчатости в зоне, где она всегда считалась равномерной, голоморфной, и наиболее вероятное объяснение причин этой неоднородности. Статья посвящена именно этому вопросу, и вопрос этот решен нами по-новому, с применением объективных оценок неравномерности структуры. Поэтому несправедливы упреки рецензента в том, что в статье не учтена связь складчатости с надвигами, шарьяжами и сдвигами. Нельзя в одной статье обсудить все аспекты корреляции альпийской складчатости с иными явлениями, как, например, со стилем новейших движений, с проявлениями магматизма или с деформациями в доальпийском фундаменте. Как нам кажется, полученные закономерности следует, конечно, сопоставить с имеющимися материалами о разрывной и, в частности, о шарьяжно-надвиговой тектонике Большого Кавказа. Под влиянием полученных замечаний мы вставили в статью предвзятые данные о соотношении складчатых и надвиговых структур на южном склоне, но в целом эта работа — дело будущего.

Некоторые критические замечания рецензента вызывают протест в связи с их необоснованностью, например тезис о пренебрежении ролью литологии при анализе структуры. В. Е. Хаин, по-видимому, не понял из карты морфологических типов складчатости (рис. 2), что Известняковый Дагестан, как и другие зоны господствующего распространения так называемых компетентных пород, нами не рассматривался. Стиль деформаций в их пределах и, например, во флишевых зонах южного склона не сопоставлялся. Что касается тех отличий в литологическом составе и характере переслаивания, которые имеются между флишевыми, флишеидными и глинисто-сланцевыми толщами, наиболее широко развитыми в зоне полной складчатости мегантиклинория, то влияние их на морфологию складчатости нами изучалось ранее [15]. Мы пришли к выводу, что эти особенности в выбранном нами региональном масштабе не являются определяющими и не они ответственны за неоднородность формы складчатости.

Совершенно не понятно, на чем строятся представления рецензента о неравномерном распределении и предполагаемой им переориентировке сжимающих усилий, почему внешние сжимающие напряжения вообще играют решающую роль в объяснении нарисованной нами сложной картины неравномерности полной складчатости. Наши выводы об определяющей роли адвективных процессов при формировании, если можно так выразиться, самого лица складчатой структуры, подкреплены специально проведенными количественными оценками ее кинематики для Тфанского антиклинория и для флишевых зон [22]. Ф. Л. Яковлев, проводивший эти исследования, доказал, что большая или меньшая степень морфологической сложности складчатости прямо пропорционально зависит от большей или меньшей амплитуды адвекции в сминающихся толщах, а присутствующая в деформациях компонента внешнего сжатия имеет наложенный характер, распределяется неравномерно в складчатых зонах и с участками разной морфологической сложности складчатости прямой корреляции не имеет. Полученные нами материалы с позиции этих исследований объясняются достаточно удовлетворительно, в то время как постулаты В. Е. Хаина строятся исключительно на общих соображениях.

В заключение хочется поблагодарить редакцию журнала за предоставленную нам возможность провести на его страницах эту дискуссию. Нам кажется, что обсуждение спорных вопросов современной геотектоники в печати сейчас, как никогда, может быть полезным для геологической общественности страны.

Институт физики Земли
им. О. Ю. Шмидта

Поступила в редакцию
6.V.1987

* Геотектоника. 1988. № 3. С. 79—93.

Редакционная коллегия

Главный редактор Ю. М. ПУЩАРОВСКИЙ

Зам. главного редактора М. С. МАРКОВ

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

Адрес редакции

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

Телефон 230-81-77

Зав. редакцией М. Н. Шуплецова

Технический редактор Л. В. Кожина

Сдано в набор 05.07.88	Подписано к печати 18.08.88	T-01938	Формат бумаги 70×108 ^{1/16}
Высокая печать	Усл. печ. л. 9,8	Усл. кр.-отт. 16,1 тыс.	Уч.-изд. л. 10,9
	Тираж 1615 экз.	Зак. 4633	Бум. л. 3,5

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

Цена 1 р. 40 к.
Индекс 70228

Геотектоника, 1988, № 5

А-167
АВИАЦИОННЫЙ ЦЕНТР 8-54
КУРЯКОВА В. П.
70228

И