

ISSN 0016-853X

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ГЕОТЕКТОНИКА

1

НАУКА·1990

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ГЕОТЕКТОНИКА

ЖУРНАЛ ОСНОВАН В ЯНВАРЕ 1965 ГОДА

ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД

ЯНВАРЬ — ФЕВРАЛЬ

МОСКВА · «НАУКА»

№ 1, 1990

Редакционная коллегия

Главный редактор Ю. М. ПУЩАРОВСКИЙ

Зам. главного редактора А. А. МОССАКОВСКИЙ

Ответственный секретарь В. С. БУРТМАН

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

Журнал «Геотектоника» публикует статьи по общей и региональной тектонике, структурной геологии, геодинамике, экспериментальной тектонике, рассматривает связи тектоники с глубинным строением Земли, магматизмом, метаморфизмом, полезными ископаемыми. Публикуются также рецензии на научные статьи и книги, информации о научной жизни, реклама научной литературы, картографических материалов и приборов.

Подписка на журнал принимается без ограничения всеми отделениями «Союзпечати» (№ 70228 в каталоге). Цена годовой подписки — 8 руб. 40 коп.

Зав. редакцией *М. Н. Шуплецова*

Научные редакторы *Н. Б. Заборовская, С. Г. Самыгин*

Адрес редакции: 109017, Москва, Пыжевский пер., 7 Геологический институт АН СССР

телефон 230-81-77

telex: 411848 GIN SU

телетайп: 114092 ТЕТИС

СОДЕРЖАНИЕ

Милановский Е. Е. Геологическое строение района катастрофического Спитакского землетрясения в Северной Армении и тектонические условия его возникновения	3
Никонов А. А. Катастрофическое Спитакское землетрясение 7 декабря 1988 г. в Северной Армении: вопросы сеймотектоники и механизма очага	14
Пейве А. А. Офиолиты севера Тихоокеанского пояса	32
Шаров Н. В., Косминская И. П., Азбель И. Я., Загородный В. Г., Корхонен Х., Луосто У. Сопоставление профилей ГСЗ на юго-востоке Балтийского щита	46
Гавриш В. К. Геотектоническое развитие литосферы Днепровско-Донецкой впадины	55
Филиппов С. А., Корочкина С. Ф. Проявление дизъюнктивной тектоники в продуктивной толще Верхнекамского месторождения калийных солей	64
Ячменников Ю. М., Николаев В. Г. Строение осадочного чехла Сурхандарьинской впадины по данным сейморазведки	68
Устрицкий В. И. О тектонической природе порога Ломоносова	77
Шипилов Э. В., Моссур А. П. Об аномальных сейсмических горизонтах в осадочном чехле Баренцева моря	90
Одинокоев Ю. Ю., Удинцев Г. Б., Береснев А. Ф. Особенности морфологии зоны краевых дислокаций Срединно-Атлантического хребта	97

Краткие сообщения

Сигачев С. П. К проблеме возраста основных складкообразовательных движений в Центральном Памире	104
--	-----

Рецензии

Бискэ Ю. С. Картина Южного Тянь-Шаня в «овоидной» манере	107
---	-----

Хроника

Милеев В. С., Соловьев А. Ю. Первое Всесоюзное тектонофаціальное совещание	109
Евгений Владимирович Павловский	112

ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR
GEOTECTONICS

JANUARY — FEBRUARY

MOSCOW

№ 1, 1990

CONTENTS

Milanovsky E. E. Geologic structure of the catastrophic Spitak earthquake region in North Armenia and its tectonic setting	3
Nikonov A. A. The catastrophic Spitak earthquake of December 7, 1988, North Armenia: seismotectonic problems and the source mechanism	14
Peive A. A. The northern Pacific belt ophiolites	32
Sharov N. V., Kosminskaya I. P., Azbel I. Ya., Zagorodny V. G., Korkhonen Kh., Luosto U. Correlation of the DSS profiles transecting the southeastern Baltic shield	46
Gavrish B. K. The lithosphere geotectonic evolution in the Dnieper — Donets basin	55
Filippov S. A., Korochkina S. F. The disjunctive tectonics manifestation in the productive stratum of Verkhnekamskoye potassium salt deposit	64
Yachmennikov Yu. M., Nikolaev V. N. The structure of the sedimentary cover in the Surkhan-Darya basin from seismographic data	68
Ustritsky V. I. On the tectonic origin of the Lomonosov threshold	77
Shipilov E. V., Mossur A. P. On the anomalous seismic horizons in the Barents Sea sediments	90
Odinokov Yu. Yu., Udintsev G. B., Beresnev A. F. Specific morphological properties of the marginal dislocation zone in the Mid-Atlantic Ridge	97

In brief

Sigachev S. P. Towards the dating of major folding movements in Central Pamirs	104
---	-----

Reviews

Biske Yu. S. The South Tien Shan pictured in the «ovoid» manner	107
--	-----

News

Mileev V. S., Soloviev A. Yu. The first All-Union tectonofacies conference	109
<u>Evgeny Vladimirovich Pavlovsky</u>	112

The English edition of the GEOTECTONICS (ISSN 0016-8521) is published by the American Geophysical Union and Geological Society of America. Send orders and inquiries to American Geophysical Union: 2000 Florida Avenue, N. W., Washington D. C. 20009 USA.

Технический редактор *Л. В. Кожина*

Сдано в набор 09.11.89 Подписано к печати 28.12.89 Т-18806 Формат бумаги 70×108^{1/16}
Высокая печать Усл. печ. л. 9,8 Усл. кр.-отт. 14,9 тыс. Уч.-изд. л. 10,9 Бум. л. 3,5
Тираж 1486 экз. Зак. 3680 Цена 1 р. 40 к.

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

УДК 550.348 : 551.24 (479.25)

© 1990 г.

МИЛАНОВСКИЙ Е. Е.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ РАЙОНА КАТАСТРОФИЧЕСКОГО СПИТАКСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ В СЕВЕРНОЙ АРМЕНИИ И ТЕКТНИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ЕГО ВОЗНИКНОВЕНИЯ

Плейстоценовая область разрушительного Спитакского землетрясения 1988 г., как и ряда других землетрясений в Северной Армении, приурочена к осевой Севанской тектонической зоне альпийского складчатого сооружения Малого Кавказа. В начале альпийского цикла эта зона испытывала сильное растяжение, приведшее к раскрытию в ней бассейна с корой океанического типа, а на его последующих стадиях — преобладающее сжатие, связанное с коллизией Аравийской и Евразийской литосферных плит. Это сжатие продолжалось на протяжении позднеорогенной стадии (конец миоцена — антропоген) вплоть до современности, вызвав коробление коры Севанской зоны в виде системы осложняющих общее сводово-глыбовое воздымание Малого Кавказа частных поднятий и гирлянды разделяющих их внутригорных впадин (Ленинаканская, Памбакские, Севанские и др.), а также развитие вдоль северного борта этой гирлянды наклоненного к северу протяженного продольного Памбакско-Севанского разлома взбросо-надвигового типа, рассекающего кору Малого Кавказа на всю или большую часть ее мощности. Спитакская сейсмическая катастрофа была связана с продолжающимися подвижками по этому глубокому субширотному разлому и сопряженными с ним диагональным разрывом типа правосторонних взбросо-сдвигов.

7 декабря 1988 г. территория Северной Армении подверглась одному из наиболее разрушительных землетрясений в сейсмической истории Кавказа. В субширотно вытянутой полосе длиной более 60 и шириной свыше 30 км, включающей города Ленинакан, Степанаван и Кировакан, интенсивность сотрясений превысила 8 баллов, а в ее средней части — эпицентральной зоне землетрясения, простирающейся от г. Спитак в северо-северо-западном направлении на 17 км при ширине 7 км, достигала 10 баллов. По предварительным данным, погибло несколько десятков тысяч жителей, лишилось крова около полумиллиона людей, а материальный ущерб составил более 8 млрд. рублей. Хотя Кавказ в целом принадлежит к числу высокосейсмических областей СССР, а район Спитакского землетрясения располагается в пределах наиболее подверженной сильным землетрясениям широкой поперечной полосы, пересекающей все главные продольные зоны Кавказа — от г. Грозного на северо-северо-востоке через район Военно-Грузинской дороги на Большом Кавказе и Ахалкалакское нагорье — на Малом Кавказе до г. Ленинакана на юго-юго-западе, — тем не менее сейсмическая катастрофа 7 декабря 1988 г. по своему масштабу и трагическим последствиям оказалась для сейсмологов неожиданной. Согласно их почти единодушному мнению (отраженному на нормативной карте сейсморайонирования СССР, на основе которой планировалось антисейсмическое строительство), на Кавказе, и в частности в Северной Армении, не допускалась возможность возникновения землетрясений силой более 8 баллов и магнитудой более 6,5. В действительности же при Спитакском землетрясении интенсивность сотрясений достигала 9 и даже 10 баллов, а магнитуда — 7 [6].

Вместе с тем для геологов, изучавших тектоническое строение Малого Кавказа и проявления там новейших тектонических движений, высокая вероятность возникновения сильных землетрясений в приосевой полосе этого горного сооружения — Севанской тектонической зоне — давно была очевидной. Более того, отмечалась строгая приуроченность очагов ряда землетрясений к рассекающему эту зону дугообразному в плане про-

дольному тектоническому шву — Памбакско-Севанскому глубинному разлому, проходящему севернее Ленинакана — через Спитак — Кировакан и далее вдоль северо-восточного борта котловины, занятой оз. Севан. Иначе говоря, подчеркивалась высокая сейсмическая активность зоны новейших тектонических нарушений, в которой локализовалось Спитакское землетрясение 1988 г. [3].

Что же представляет собой Севанская зона, каковы особенности ее тектонической позиции, структуры и геологической истории? Без преувеличения можно сказать, что эта зона шириной в несколько десятков километров, в виде пологовыпуклой к северу и северо-востоку дуги протягивающаяся вдоль оси альпийского горного складчатого сооружения Малого Кавказа, выделяется среди всех его тектонических зон наибольшей сложностью строения и геологической истории. Сооружение Малого Кавказа сформировалось на месте возникшего во внутренней части Средиземноморского подвижного пояса (пояса Тетис) в начале альпийского геотектонического цикла, а именно — в начале юрского периода, т. е. около 200 млн. лет назад, обширного и глубокого геосинклинального прогиба Малого Кавказа, развитие которого сопровождалось мощными и многократными проявлениями магматизма. На ранних стадиях альпийского цикла, в течение юрского и первой половины мелового периода (от 200 до 100 млн. лет назад), когда Средиземноморский подвижный пояс, и в частности эвгеосинклиналь Малого Кавказа, подвергались значительному горизонтальному растяжению, оно с наибольшей интенсивностью проявилось в ее внутренней, Севанской, зоне. Имеются основания предполагать, что эта осевая зона юрской геосинклинали Малого Кавказа унаследовала положение одноименной эвгеосинклинальной или раздвиговой зоны, существовавшей в предшествовавшем герцинском палеозойском цикле развития пояса Тетис [2]. Континентальная кора в пределах Севанской зоны была к середине мела (вновь?) не только раздроблена и утоньшена, но и полностью разорвана и замещена новообразованной маломощной корой океанического типа. Эта полоса раздвига, первоначальная ширина которой достоверно неизвестна, но предположительно оценивается разными исследователями в пределах от нескольких десятков до нескольких сотен километров (а некоторыми сторонниками крайнего мобилизма — даже до тысячи километров), разобщила не только фланги Малокавказской геосинклинали и Средиземноморского подвижного пояса в целом, но по существу и обрамлявшие его с севера и с юга огромные литосферные блоки — Евразийский и Афро-Аравийский.

В середине мелового периода область Малого Кавказа вступила в более зрелую стадию геосинклинального развития, продолжавшуюся почти до конца палеогена (от 100 до 30 млн. лет назад). На протяжении этой стадии явления горизонтального растяжения в целом постепенно ослабевали и неоднократно чередовались во времени с проявлениями горизонтального сжатия, достигшими наибольшей интенсивности в конце палеогена, а тектонический план Малого Кавказа последовательно усложнялся. В Севанской зоне первые (?) импульсы сжатия, имевшие место на рубеже раннего и позднего мела (австрийская фаза деформаций), и повторные, относящиеся к середине позднего мела, привели к значительному сокращению ее общей ширины, и в частности ширины полосы с корой океанического типа, к ее общему раздавливанию и сильнейшим дислокациям вследствие сближения смежных с ней тектонических зон. В результате ее «океанический», или меланократовый, фундамент был превращен в сильно деформированный офиолитовый комплекс, разбитый на ряд тектонических чешуй, зон серпентинитового меланжа, а также позднемеловых олистостромовых толщ, испытавших, в свою очередь, более или менее сильные деформации сжатия, в том числе шарьяжные перемещения.

Возобновившееся в конце позднего мела (в позднем сеноне) общее опускание, а затем, в начале палеогена (60—65 млн. лет назад) — раздробление и новое растяжение коры Малого Кавказа, сопровождавшееся интенсивными подводными извержениями, превратили его террито-

рию в систему из нескольких более узких, чем юрская эвгеосинклиналь, ограниченных разломами глубоких геосинклинальных прогибов, разделенных зонами новообразованных и остаточных (главным образом в южной части Малого Кавказа) геоантиклинальных поднятий. Наиболее глубоким и магматически активным среди этих «вторичных» геосинклинальных прогибов («рифт-геосинклиналей») снова оказался возродившийся в средней части Малого Кавказа Севанский прогиб, под мощными верхнесенонскими карбонатными и палеоцен-эоценовыми вулканогенными толщами которого был погребен юрско-меловой офиолитовый комплекс.

В конце эоцена и олигоцена Севанский позднеальпийский геосинклинальный прогиб, как и другие одновозрастные прогибы Малого Кавказа, подвергся интенсивному сжатию, был смят в более или менее сильносжатые линейные складки, осложненные взбросами и надвигами, интродуцирован телами гранитоидов и реже щелочных пород и прекратил свое существование, превратившись в Севанский синклиниорий. В ходе этих деформаций отдельные блоки и тектонические чешуи допозднесенонского основания, в том числе офиолитового комплекса, были вновь местами выдвинуты на поверхность или приближены к ней. Отмирание палеогеновых прогибов и повсеместное формирование складчато-надвиговой структуры мезозойских и палеогеновых образований превратили альпийскую геосинклиналь Малого Кавказа (позднее системы геосинклинальных прогибов) в одноименное сложное складчатое сооружение (мегантисинклиниорий) и ознаменовали вступление его территории в завершающий, орогенный этап альпийского геотектонического цикла. Для этого этапа характерно преобладание проявлений горизонтального сжатия в Кавказском сегменте Средиземноморского пояса в связи с продолжающимся относительным сближением Евразийского и Аравийского¹ литосферных блоков и постепенным усилением общего воздымания сооружения Малого Кавказа в виде обширного свода шириной около 200 км, осложненного более мелкими сводово-глыбовыми поднятиями, впадинами и грабенами.

Интенсивность воздымания Большого и Малого Кавказа заметно возросла в позднем миоцене (около 10 млн. лет назад). Начавшаяся в это время позднеорогенная (неотектоническая) стадия развития Кавказа ознаменовалась неоднократными вспышками наземного вулканизма (особенно мощными на Малом Кавказе) и завершилась формированием современного горного рельефа Большого и Малого Кавказа. Наиболее резко дифференцированным и контрастным характером неотектонических движений отличалась приосевая зона горного сооружения Малого Кавказа, отвечающая Севанскому синклиниорию, новейшая тектоника которой была изучена автором [3]. Вытянутые или овальные в плане частные сводово-глыбовые поднятия длиной 50—100 и шириной 10—20 км, простирающиеся которых было в основном унаследовано от ориентировки позднемеловых и палеогеновых складчато-надвиговых структур, тесно сочетаются в ней с участками, испытывающими относительное опускание (рис. 1). Если в первых абсолютные величины воздымания за последние 10 млн. лет достигают 2,5—3, а местами даже 3,5 км, то в смежных с ними внутригорных впадинах они не превышают 1,5—2 км, а местами даже не доходят до 1 км. В структурном отношении новейшие внутригорные впадины Севанской зоны представляют линейно вытянутые, овальные, реже субизометричные и треугольные в плане мульды, грабены и односторонние грабены длиной от 10 до 30 км (редко до 50—60) и шириной от 2—3 до 10—20 км (изредка до 30). Впадины выполнены толщами неогеновых и четвертичных (или только четвертичных) континентальных отложений и наземных вулканитов общей мощностью от 0,1 до 0,5—1 км. Многие из новейших впадин образуют гирлянды, в которых они разделя-

¹ Аравийский литосферный блок в позднем кайнозое обособился от Африканского в связи с возникновением между ними рифта Красного моря и Левантинской зоны разломов.

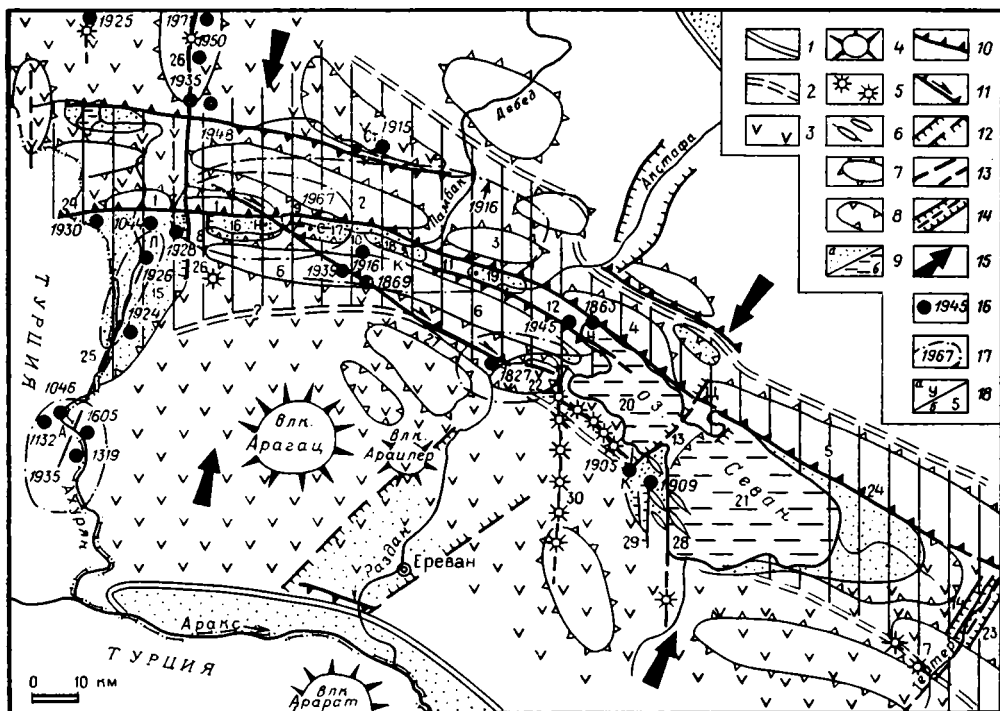


Рис. 1. Схема неотектоники и сеймотектоники Севанской зоны Малого Кавказа
 1 — границы новейшего сводово-глыбового сооружения Малого Кавказа; 2 — Севанская тектоническая зона и ее границы; 3 — районы проявления позднемиоценового, плиоценового и четвертичного наземного вулканизма; 4 — крупнейшие полигенные вулканические массивы; 5 — некоторые четвертичные вулканы; 6 — плиоценовые складчатые структуры; 7 — частные тектонические поднятия; 8 — новейшие внутригорные и межгорные впадины; 9 — впадины: а — выполненные плиоцен-четвертичными отложениями, б — вмещающие современные озера; 10—12 — активные в плиоцен — антропогене разломы: 10 — достоверные или предположительные взбросы, 11 — взбросо-сдвиги, 12 — сбросы, в том числе погребенные; 13 — предполагаемые разломы типа сбросов, раздвигов и глубоких трещин, контролирующие размещение центров новейших извержений; 14 — новейшие грабены, инъецированные рядами параллельных даек; 15 — направления общего горизонтального сжатия в коре Малого Кавказа; 16 — эпицентры некоторых землетрясений; 17 — эпицентральные зоны и годы некоторых землетрясений (16 и 17 — по [1]); 18 — обозначения некоторых упоминаемых в тексте: а — населенных пунктов (буквенные), б — неотектонических структур (цифровые): А — Ани, Л — Ленинакан, Н — Налбанд, С — Спитак, К — Кировакан, Ст — Степанаван, Ц — Цовагюх, Ка — Камо, Ш — Шорджа; 1—7 — поднятия: 1 — Ширакское, 2 — Базумское, 3 — Халабское, 4 — Арегунийское, 5 — Шахдагское, 6 — Памбакское, 7 — Далидагское; 8—14 — поперечные поднятия между впадинами (перемычки, седловины): 8 — Джаджурское, 9 — Сараартское, 10 — Арчуртское, 11 — Танзутское, 12 — Семеновское, 13 — Норрадузское, 14 — Восточно-Севанское; 15—22 — впадины; 15 — Ленинаканская, 16 — Верхнепамбакская, 17 — Среднепамбакская, 18 — Нижнепамбакская, 19 — Гамзачиманская, 20 — Малого Севана, 21 — Большого Севана, 22 — Верхнеразданская; 23 — Верхнетертерский (Кельбаджарский) грабен; 24—30 — разломы: 24 — Памбакско-Севанский, 25 — Ленинакан-Анийский; 26 — Джаджурско-Мокрогорский, 27 — Мармарикский, 28 — Сарыканский, 29 — Кюзаджикский, 30 — Гегамский

ются поперечными перемычками типа миниатюрных горстов, односторонних горстов и валлообразных поднятий.

В неотектонической структуре Севанской зоны выделяются три продольных подзоны: северная, в которой преобладают крупные поднятия, средняя, где доминируют новейшие впадины, и южная, в которой частные поднятия чередуются по простиранию с равновеликими впадинами. Северная — Ширакско-Шахдагская подзона в основном состоит из четковидно и кулисно расположенных асимметричных поднятий — Ширакского, Базумского, Халабского, Арегунийского, Шахдагского и др., разделенных либо седловинными понижениями, либо очень небольшими и неглубокими впадинами. На юге, а в восточной части — на юго-западе эта подзона граничит со средней Ленинаканско-Севанской подзоной,

представляющей цепочку впадин, разделенных поперечными перемычками. На большей части протяжения этих подзон, от границы с Турцией на западе до юго-восточного конца Севанской впадины на востоке, их разделяет упоминавшийся в начале этого сообщения крупнейший Памбакско-Севанский разлом с относительно поднятым до 1—2 км в течение неотектонической стадии северным (на востоке — северо-восточным) крылом. На одних участках он выражен единым разрывом, на других — целой зоной сближенных ступенчатых разрывов общей шириной до 2—3 км. В западной части зоны, где местами удается наблюдать непосредственное соприкосновение по этим разрывам верхнемеловых и (или) палеогеновых отложений, устанавливается взбросовый характер смещений, с падением поверхностей разрывов к северу под углами 50—60° [1]. В основном же палеогеновые или верхнемеловые образования, слагающие северное (северо-восточное) приподнятое крыло этого разлома, граничат с неогеновыми или четвертичными отложениями или вулканитами, выполняющими новейшие впадины на его южном (юго-западном) крыле. В этих случаях поверхности смещений в обнажениях наблюдаются довольно редко. В частности, подобные контакты наблюдались автором в 1951 г. у восточной окраины г. Кировакан, близ впадения р. Тундзут в р. Памбак, где Памбакско-Севанский разлом выражен двумя сближенными ступенчатыми взбросами, падающими на северо-северо-восток под углами около 60°. Непосредственно севернее зоны разлома располагается очень крутой, местами почти отвесный прямолинейный уступ в меловых или палеогеновых образованиях относительной высотой до 0,5 км и более, представляющий геоморфологическое выражение фаса поднятого крыла новейшего (плиоцен-четвертичного или четвертичного) крутого разрыва, еще сравнительно слабо видоизмененного последующей денудацией. На непосредственно примыкающих к зоне разлома участках его относительно опущенного южного (юго-западного) крыла неогеновые вулканогенные и осадочные образования нередко падают к югу (или к юго-западу) под углами до 30—60°, а плейстоценовые — до 10°, образуя флексуобразный изгиб над разломом в донеогеновом фундаменте или вблизи от него. На подобных участках Памбакско-Севанского разлома тип новейших смещений по нему — взбросовый или сбросовый — установить затруднительно, но косвенные соображения дают основание предполагать их взбросовый характер. В пользу последнего свидетельствуют различные проявления новейшего горизонтального сжатия земной коры в пределах Малого Кавказа, в частности: 1) линейные складчатые деформации в плиоценовых и эоплейстоценовых образованиях, отмеченные как к югу от Памбакско-Севанского разлома (например, на юго-западном крыле впадины Большого Севана), так и к северу от него (в Цалкинской впадине); 2) продолжавшееся в плиоцене — антропогене развитие сложенной мелом и палеогеном Дзыкнагетской антиклинали (к северо-западу от оз. Севан), сопряженное с подвижками на смежном с ее северным крылом участке Памбакско-Севанского разлома (см. ниже); 3) продолжавшееся в плиоцене — антропогене относительное горизонтальное перемещение к северу Аравийской литосферной плиты амплитудой более 100 км и ее коллизия с Евразийской плитой, вызывавшее общее горизонтальное сжатие Средиземноморского подвижного пояса, в том числе сооружения Малого Кавказа и почти несомненно проявлявшееся в его наиболее подвижной Севанской зоне.

Западный участок средней, а также южной подзон Севанской зоны занимает обширная субизометричная Ленинанканская впадина, выполненная верхнемиоценовыми (?) и плиоценовыми континентальными образованиями и плейстоценовыми озерно-аллювиальными отложениями с прослоями лав и туфов общей мощностью более 0,5 км. Их кровля в центре впадины лежит на высоте около 1,5 км, а подошва, вероятно, ниже 1 км. Под средней частью впадины в ее донеогеновом фундаменте проходит глубокий разлом северо-северо-восточного простирания, с активностью которого на протяжении последнего тысячелетия были связаны неоднократные разрушительные землетрясения (последнее из них произошло в

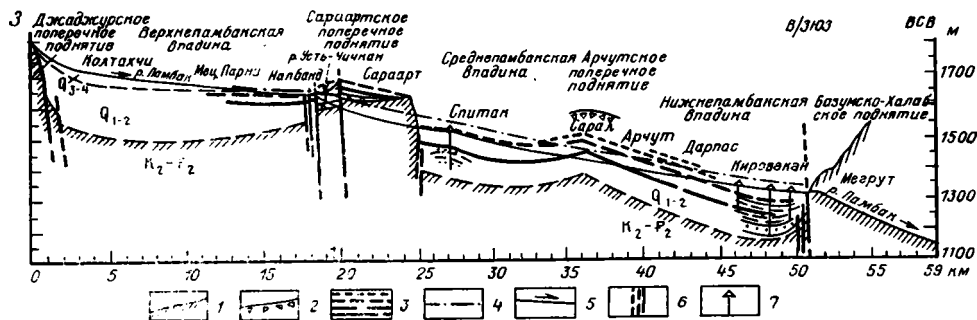


Рис. 2. Продольный геолого-геоморфологический профиль долины р. Памбак в пределах Верхне-, Средне- и Нижнепамбакской впадин

1 — складчатый субстрат позднемелового — эоценового возраста, местами (например, на Джаджурском поднятии) несогласно перекрытый маломощными неогеновыми наземными вулканитами; 2 — плиоценовая известняково-брекчиевая толща и слогаемая ею 170-метровая терраса в районе Арчутского поднятия; 3 — нижнесреднеплейстоценовые горизонты туфов и игнибритов, прослаивающие озерно-аллювиальную толщу Памбакских впадин; 4 — верхнеплейстоценовая терраса долины р. Памбак; 5 — продольный профиль р. Памбак; 6 — новейшие разломы; 7 — скважины

1926 г.). На севере он, вероятно, экранируется почти поперечным к нему Памбакско-Севанским разломом. С востока Ленинанканскую впадину ограничивает узкое поперечное Джаджурское поднятие горст-антиклинального типа: в палеогене оно, по-видимому, представляло меридиональный горст, а несогласно залегающая выше неогеновая вулканогенная толща образует коробчатую антиклиналь.

К востоку от Джаджурской перемычки лежит цепочка из трех узких субширотно вытянутых впадин общей протяженностью 50 км, к которым приурочена продольная долина р. Памбак (рис. 2). Памбакские впадины выполнены мощными (до 150 м) четвертичными озерно-аллювиальными отложениями с прослоями туфов, местами, подстилаемыми маломощным горизонтом плиоценовых (?) брекчий, и, в отличие от Ленинанканской впадины, в основном образовались в четвертичное время. Поверхность самой западной Верхнепамбакской впадины почти повсеместно представляет широкую пойму р. Памбак, русло которой приближено к южному крылу впадины. Лишь в самой восточной ее части, у ст. Налбанд, появляется невысокая позднеплейстоценовая терраса, а затем р. Памбак пересекает узкое поперечное асимметричное горстообразное Сараартское поднятие, разделяющее Верхне- и Среднепамбакскую впадины. С запада это поднятие ограничивает флексура, осложненная несколькими выявленными автором и К. А. Мкртчяном в начале 50-х годов сближенными ступенчатыми крутыми разрывами северо-западного простирания с относительно опущенными юго-западными крыльями. Тектонические деформации в этой Налбандской зоне нарушений, по геолого-геоморфологическим данным, продолжались до конца голоцена. С востока Сараартскую перемычку обрезает разлом (сброс) северо-восточного простирания амплитудой более 200 м с опущенным юго-восточным крылом. И Сараартское поднятие в целом ограничивается с севера Памбакско-Севанским разломом, однако некоторые из обрамляющих это поднятие разрывов пересекают его под острыми углами и постепенно затухают. Среднюю часть Сараартского поднятия образует выступ мел-палеогенового складчатого фундамента, прикрытый маломощными, постепенно выклинивающимися к востоку плиоценовыми и плейстоценовыми отложениями и прорезанный на глубину 100 м ущельем р. Памбак, на бортах которого прослеживается позднеплейстоценовая эрозионная терраса высотой 25—30 м.

Восточнее располагаются Среднепамбакская (Спитакская) и Нижнепамбакская (Кироваканская) впадины, разделенные узким Арчутским поперечным поднятием. Они выполнены толщей ниже- и среднеплейстоценовых отложений с несколькими (до 4) горизонтами туфов общей мощ-

ностью до 150 м (по данным бурения в Спитаке и Ленинанкане). В Арчутском поднятии эта толща испытывает антиклинальный перегиб, а ее кровля поднимается до 70—80 м над руслом р. Памбак. Через обе впадины и Арчутское поднятие прослеживается позднеплейстоценовая цокольная терраса с выдержанной высотой 25—30 м. Неизменность ее уровня в пределах Средне- и Нижнепамбакской впадин, Арчутского и Сараартского поперечных поднятий говорит о том, что рост последних после образования поверхности этой террасы прекратился. Напротив, погружение Верхнепамбакской впадины относительно Сараартского поднятия и деформации в зоне их сочленения продолжались до конца четвертичного периода. У г. Кировакан, близ восточного конца Нижнепамбакской впадины р. Памбак резко поворачивает к северу, пересекает зону Памбакско-Севанского разлома и прорезает в глубоком и узком эрозионном ущелье растущее Базумско-Халабское поднятие. Террасы здесь практически отсутствуют, а продольный уклон р. Памбак возрастает в несколько раз.

В поперечном сечении Памбакские впадины, как и Ленинанканская, асимметричны. С севера все они, как и разделяющие их перемычки, ограничиваются активным Памбакско-Севанским разломом, тогда как на их южных крыльях, видимо, имеет место лишь флексуобразный перегиб поверхности складчатого основания.

Между г. Кировакан и северо-западным концом Севанской котловины расположен относительно приподнятый участок Ленинанканской подзоны. Здесь выделяются Тандзутское и Семеновское поперечные поднятия, в которых поверхность складчатого палеогенового фундамента воздымается соответственно до 1,7—1,8 и 2—2,5 км, и расположенная между ними небольшая Гамзачиманская впадина, занятая верховьями р. Агстев, где мощность четвертичных осадков достигает 140 м. Тем не менее на всем этом участке протяженностью около 40 км средняя подзона представляет собой узкий грабен, отделенный крутыми продольными разломами от обрамляющих его с севера и с юга Халабского и Памбакского поднятий с амплитудой новейшего воздымания до 2,5—2,7 км. В юго-восточной части этого грабена мел-палеогеновые отложения образуют уже упоминавшуюся Дзыкнагетскую антиклиналь, рост которой продолжался в плиоцене — антропогене. Такое пространственное совпадение одновременно развивающихся антиклиналей и грабена наиболее естественно можно объяснить, допустив рамповый характер последнего, т. е. ограничение грабена взбросами и его развитие в обстановке поперечного горизонтального сжатия.

На юго-востоке, в районе с. Цовагюх, днище грабена быстро погружается на несколько сотен метров и он переходит по простиранию в наиболее глубоко опущенную северо-восточную часть впадины Малого Севана. Еще более резко погружается к юго-востоку Памбакское поднятие, переходя по простиранию в юго-западную часть впадины Малого Севана. С северо-востока эту впадину отделяет от смежного с ней Арегунийского поднятия одноименный прямолинейный участок Памбакско-Севанского разлома, выраженный в рельефе очень крутым (до 50—70° в нижней части) и пока еще весьма слабо расчлененным эрозией склоном высотой до 0,5 км. Максимальные глубины дна Севана (до 99 м до начала спуска озера) вплотную приближены к основанию этого склона. С юго-запада впадина Малого Севана, по-видимому, ограничена разломами северо-западного простирания, которые скрыты под потоками плейстоценовых и голоценовых лав, увенчанными многочисленными шлаковыми конусами. Общая длина впадины Малого Севана достигает 30, а ширина — 20 км. Узкое асимметричное поперечное Норадузское поднятие, обрезанное с северо-запада сбросом северо-восточного простирания, отделяет впадину Малого Севана от еще более протяженной (до 60 км) и широкой (до 30 км) впадины Большого Севана. На северо-востоке эта впадина отделяется от Шахдагского поднятия юго-восточным участком Памбакско-Севанского разлома. На юго-западном крыле впадины, на западном берегу Большого Севана, прослеживается несколько складок северо-западного простирания, сложенных верхнемиоценовыми и плиоценовыми

отложениями. На эти структуры косо наложен ряд меридиональных ступенчатых сбросов позднечетвертичного возраста, придавших современной структуре впадины Большого Севана треугольную конфигурацию и обособивших на ее западном борту несколько долготно вытянутых односторонних горстов и грабен. На юго-востоке впадина Большого Севана центрически замыкается и отделяется поперечной перемычкой от приуроченного к верховьям р. Тертер узкого ступенчатого Кельбаджарского (Верхнестертерского) грабена северо-восточного простирания, осевая часть которого густо пронизана множеством неогеновых и четвертичных (?) параллельных даек, явно свидетельствующих о раздвиговом характере новейших деформаций [5].

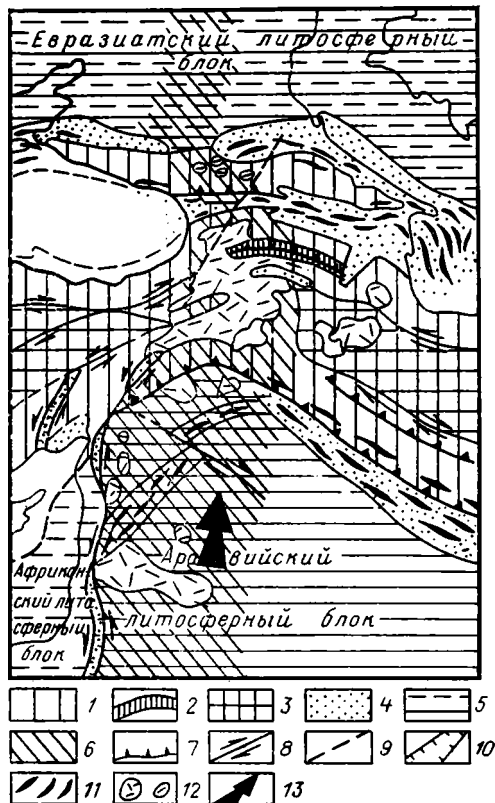
К южной подзоне новейших структур Севанской зоны, представляющей сочетание примерно равновеликих частных поднятий и внутригорных впадин, принадлежат с запада на восток южная часть Ленинанканской впадины, Памбакское поднятие, обрамляющее с юга Памбакскую гирлянду впадин, расположенная к югу от его восточного окончания Верхнеразданская впадина, юго-западные части впадины Малого и Большого Севана и Далидагское поднятие, ограничивающее с юго-запада Кельбаджарский (Верхнестертерский) грабен.

К югу и юго-западу от Севанской зоны поднятий и впадин простирается Центрально-Армянская вулканическая зона, состоящая из ряда овальных и округлых сводовых поднятий, покрытых позднемиоценовыми, плиоценовыми и четвертичными наземными вулканическими образованиями и увенчанных рядом крупных молодых полигенных вулканов центрального типа и множеством мелких моногенных вулканических аппаратов; многие из этих вулканов приурочены к субмеридиональным разломам типа сбросов и глубоких трещин растяжения (Гегамская цепь вулканов и др.). Аналогично построенная Ахалкалакская вулканическая зона с несколькими долготно вытянутыми цепочками вулканов и сводовыми поднятиями ограничивает западную часть Севанской зоны с севера.

Обобщая сказанное выше о новейших структурных формах Севанской зоны и обрамляющих ее зон Малого Кавказа, следует сказать, что характер этих форм и создавших их деформаций обнаруживает отчетливую зависимость от их простирания. Так, образовавшиеся в условиях горизонтального сжатия линейные и брахиморфные складки в верхнемиоценовых, плиоценовых и эоплейстоценовых отложениях, а также крутые флексуры в них имеют субширотное простирание, переходящее к востоку в юго-восточное. Аналогично ориентированные молодые разрывы, включая зону крупнейшего Памбакско-Севанского разлома, несомненно или предположительно представляют собой структуры сжатия — взбросы (или возможно, правосторонние взбросо-сдвиги в случаях их юго-восточного простирания). Вполне вероятно, что и относительно крупные новейшие структуры Севанской зоны типа продольных линейно вытянутых и овальных в плане частных сводово-глыбовых поднятий и сопряженных с ними внутригорных впадин также возникли в условиях общего горизонтального сжатия земной коры этой зоны. Все эти новейшие тектонические структуры Севанской и смежных с ней зон сооружения Малого Кавказа развивались в плиоцене и антропогене в условиях общего горизонтального сжатия коры Малого Кавказа и Средиземноморского пояса в целом, обусловленного продолжающимся сближением Евразийской и Аравийской литосферных плит в связи с перемещением последней в субмеридиональном (северо-северо-восточном) направлении относительно Африканской литосферной плиты, установленном в Левантинской левосдвиговой зоне [4]. Сжатие коры Малого Кавказа в долготном и юго-юго-запад — северо-северо-восточном направлениях сопровождается некоторыми горизонтальными растяжениями ее в поперечных к ним широтном и запад-северо-запад — восток-юго-восточном направлениях. Следствием этого растяжения являются новейшие разрывы сбросового и раздвигового типа (Ленинанканский, Джаджурско-Джавахетский, Гегамский, Норадузский, Гаварагетский и др.) и грабены (Кельбаджарский и др.) меридионального и северо-восточного простираний. Горизонталь-

Рис. 3. Место Севанской зоны и Памбакско-Севанского разлома в современной геодинамике Кавказского сегмента Средиземноморского подвижного пояса

1 — альпийские складчатые сооружения Средиземноморского подвижного пояса; 2 — Севанская складчатая зона; 3 — срединные массивы; 4 — альпийские краевые, внутренние (межгорные) и переклинные прогибы; 5 — литосферные блоки, обрамляющие Средиземноморский пояс; 6 — зона Транскавказского поперечного поднятия, переходящая к югу в Африкано-Аравийский рифтовый пояс; 7—11 — некоторые крупные новейшие структуры: 7 — взбросо-надвиги, 8 — сдвиги, 9 — сбросы и раздвиги, 10 — грабены, 11 — складчатые зоны; 12 — области и районы наземного вулканизма; 13 — основное направление горизонтального перемещения Аравийского литосферного блока относительно Евразийского Средиземноморского пояса



ному растяжению в субширотном направлении способствует постепенно усиливавшийся на протяжении позднеорогенной стадии рост и расширение зоны Транскавказского поперечного поднятия, пересекающей все продольные зоны Кавказа и представляющей собой продолжение постепенно затухающего в северном направлении Африкано-Аравийского рифтового пояса (рис. 3).

В начале этого сообщения отмечалось, что Севанская зона и особенно ее западная субширотно вытянутая часть принадлежит к числу наиболее сейсмоактивных районов Кавказа, в котором происходили (в том числе в XX в.) многочисленные землетрясения интенсивностью 6—8 и более баллов. Эпицентральные области ряда землетрясений субширотно вытянуты вдоль простираения Севанской зоны. В частности, так ориентированы эпицентральные области 6—7-балльных землетрясений 1916 и 1867 гг., вытянутые в виде эллипсов между городами Леникан и Кироваван и почти совпадающие на площади с таковой Спитакского землетрясения 1938 г.; это позволяет предполагать связь данных землетрясений с сейсмоактивностью западного участка зоны Памбакско-Севанского разлома, трассирующей вдоль длинной оси этих эллипсов. Землетрясения 1863 и 1945 гг. силой в 6 и 7 баллов, с эпицентрами в районе с. Цовагюх, т. е. у северо-западного конца впадины Малого Севана, а также землетрясения с эпицентрами у ее юго-восточного конца, в районе с. Шорджа, очевидно, отражают современную активность более восточного участка зоны того же разлома. Скорее всего все эти сейсмические события могли быть связаны с взбросовыми подвижками (с относительным подъемом северного крыла) на различных участках зоны Памбакско-Севанского разлома.

Предварительные данные [6] позволяют связать Спитакскую сейсмическую катастрофу 1988 г. с возобновлением взбросовых подвижек по зоне Памбакско-Севанского разлома, а также по сопряженным с ней правосторонним разрывам сдвигово-взбросового типа запад-северо-западного простираения Налбандской зоны нарушений, подходящим к Памбак-

ско-Севанскому разлому с юго-востока. По данным Н. В. Шебалина и Б. А. Борисова [6] очаг Спитакского землетрясения был весьма обширен. Он был вытянут в субширотном направлении примерно на 35 км и охватывал верхнюю половину земной коры от глубин 20—22 км (а, может быть, и несколько больших) по существу до земной поверхности, представляя собой наклоненную к северу под углом около 50° поверхность или скорее узкую зону, в которой в момент землетрясения произошло смещение взбросового типа с поднятием северного блока, т. е. Базумского поднятия относительно расположенной к югу от нее гирлянды Памбакских впадин (рис. 4). Вместе с тем на поверхности возник или активизировался вытянутый с востока-юго-востока на запад-северо-запад (аз.

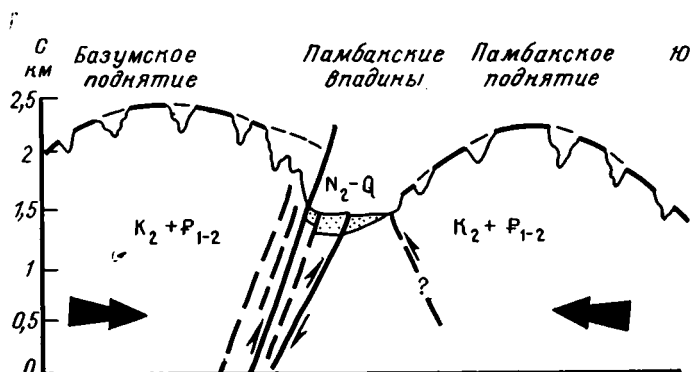


Рис. 4. Принципиальная схема новейших и современных тектонических деформаций в зоне Спитакского землетрясения 1988 г.

простираения 110°), а в своей восточной части приобретающий субширотное и даже северо-восточное простираение дугообразный в плане сейсмогенный разрыв длиной более 13 км, проходящий несколько западнее Спитака и пересекающий долину р. Памбак выше устья ее левого притока р. Чичхан. Вертикальная компонента смещения по этому разрыву сдвигово-взбросового типа с падением поверхности сместителя к северо-северо-востоку под углом 50° достигает местами 1,3 м, а правосторонняя — 0,5—1 м. Наблюдения, проведенные автором в мае 1989 г., показали, что этот сейсмогенный разрыв относится к Налбандской зоне нарушений и представляет результат обновления одного из ранее установленных им новейших разрывов запад-северо-западного простираения (с поднятым северо-восточным крылом), которые ограничивают с юго-запада Сараартское поперечное поднятие, разделяющее Верхне- и Среднепамбакскую впадины. Действительно, в условиях субмеридионального сжатия, которому подвергается Малый Кавказ, и в частности западная субширотно вытянутая часть Севанской зоны, в ней могут возникать или активизироваться как продольные (субширотные) разрывы взбросо-надвигового типа (к числу которых, в первую очередь, принадлежит зона Памбакско-Севанского разлома), так и сопряженные с ними (в частности, оперяющие их) диагональные взбросо-сдвиги, к которым относится и правосторонний взбросо-сдвиг запад-северо-западного простираения возникший (или активизировавшийся) между г. Спитак и ст. Налбанд 7 декабря 1988 г.

Вместе с тем разрывные нарушения типа сбросов долготного и северо-северо-восточного направления, ограничивающие поперечные перемычки между Ленинанканской и Памбакскими впадинами, при Спитакском землетрясении 1988 г. не проявили тектонической активности, утраченной ими еще в позднем плейстоцене. Благодаря этому не пострадал, в частности, железнодорожный тоннель, проложенный через Джаджурское поперечное поднятие. Это не означает, однако, что все поперечные разрывы типа сбросов и раздвигов долготного и северо-восточного простираения в Севанской зоне асейсмичны. Напротив, некоторые происходившие в ней

землетрясения, по-видимому, были связаны с активностью отдельных разломов этого типа. Так, судя по конфигурации эпицентральной зоны 8—9-бального Ленинаканского землетрясения 1926 г., вытянутой в виде узкой полосы в северо-северо-восточном направлении, оно, как и землетрясения, разрушившие расположенную к юго-юго-западу от Ленинакана столицу средневековой Армении г. Ани в XII—XIV в., было, по-видимому, связано с активностью проходящего под средней частью Ленинаканской впадины поперечного разлома типа сброса или раздвига. С подвижками по системе позднечетвертичных субмеридиональных сбросов на западном крыле впадины Большого Севана были, очевидно, связаны 6-балльные землетрясения 1905 и 1909 гг. в районе г. Камо.

Как видно из сказанного выше, локализация плейстосейстовой области Спитакского землетрясения 1988 г., возникшие в ходе его сейсмодислокации, тип глубинных подвижек в его очаге, так же как и размещение эпицентров и плейстосейстовых областей ряда других сильных землетрясений в Севанской зоне Малого Кавказа, обнаруживают тесную связь с новейшими тектоническими структурами, выявленными при геолого-геоморфологических исследованиях, с кинематикой неотектонических движений и новейшей геодинамикой этого региона, и в особенности с тектоническими деформациями, происходившими в позднечетвертичное время, и в частности в голоцене. Не вызывает сомнений, что сильные землетрясения во всей зоне Памбакско-Севанского разлома, от Ленинакана на западе до побережий оз. Севан, а может быть, и до верховьев р. Тертер могут повториться в будущем. Отсюда становится очевидной актуальность постановки на Малом Кавказе, и в частности в Севанской зоне, значительно более детальных, чем проводившиеся ранее, исследований новейших тектонических движений и структур, выявления и изучения палеосейсмодислокаций, а также повторных прецизионных измерений современных движений геодезическими методами как важных элементов в комплексе работ по сейсмическому районированию и прогнозу землетрясений в Кавказской области.

Список литературы

1. Габриелян А. А., Саркисян О. А., Симомян Г. А. Сейсмоструктура Армянской ССР. Ереван: Изд-во Ереван. ун-та, 1981. 284 с.
2. Милановский Е. Е. Новые представления о структуре и истории тектонического развития Малого Кавказа//Докл. АН СССР. 1963. Т. 451. № 5. С. 1170—1173.
3. Милановский Е. Е. Новейшая тектоника Кавказа. М.: Недра, 1968. 484 с.
4. Милановский Е. Е. Рифтовые зоны континентов. М.: Недра, 1976. 280 с.
5. Милановский Е. Е. Рифтогенез в истории Земли. Рифтогенез в подвижных поясах. М.: Недра, 1987. 298 с.
6. Шебалин Н. В., Борисов Б. А. Спитакское землетрясение 7 декабря 1988 г. Предварительные сейсмологические данные//Природа. 1989. № 4. С. 69—72.

Геологический факультет
МГУ им. М. В. Ломоносова,
Москва, 117234

Поступила в редакцию
26.IX.1989

УДК 550.348 : 551.24(479.25)

© 1990 г.

НИКОНОВ А. А.

КАТАСТРОФИЧЕСКОЕ СПИТАКСКОЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЕ 7 ДЕКАБРЯ 1988 г. В СЕВЕРНОЙ АРМЕНИИ: ВОПРОСЫ СЕЙСМОТЕКТониКИ И МЕХАНИЗМА ОЧАГА

Рассмотрена геодинамическая ситуация, тектоническое положение и механизм очага на основе геологических и сейсмологических данных. Охарактеризован возникший и частично вышедший на дневную поверхность сейсмотектонический разрыв (длина 35 км, простираение в среднем СЗ—300°, наклон плоскости к СВ под углом 50—80°). Выделяются преимущественно взбросовые (при первых основных толчках) и правосдвиговые (при втором основном толчке) подвижки. Суммарная величина перемещения по разрыву значительно изменяется вдоль него, максимальное смещение по вертикали достигло 2 м, по горизонтали — 2,3 м. Сопоставление с сейсмологическими данными обнаруживает вполне удовлетворительное согласование. При землетрясении активизировался участок земной коры объемом около 4 тыс. км³, вытянутый вдоль продольного субширотного Севано-Памбакского глубинного разлома, но вспоролся и вышел на поверхность оперяющие косые разрывы на площади ≥ 500 км².

Введение. Спитакское землетрясение 7 декабря 1988 г. в Северной Армении стало широко известно в мире из-за колоссальных размеров потерь: не менее 25—50 тыс. человек погибло, 500 тыс. человек остались без крова, материальный ущерб составил не менее 13 млрд. рублей.

Специалистам это событие предстало исключительные возможности для уточнения максимальной силы землетрясений на Кавказе, сейсмического районирования, совершенствования макросейсмических оценок, проектирования и реализации антисейсмического строительства, выявления прогностических признаков, организации спасательных и восстановительных работ и др.

Настоящее сообщение посвящено сейсмотектоническим основам и проявлениям землетрясения, соотношению процессов в очаге с геологической средой и общей геодинамической ситуацией в регионе.

Сосредоточиться именно на этих аспектах заставляет, во-первых, исключительная для Кавказа выразительность поверхностных геологических и геоморфологических проявлений землетрясения и, во-вторых, необычные в практике СССР по скорости, всесторонности и детальности, на международном уровне проведенные полевое обследование и интерпретация инструментальных данных. Достаточно сказать, что в изучении этого землетрясения принимали активное и весьма результативное участие специалисты из многих республик и сейсмологических центров Советского Союза, а также бригады исследователей из Франции, США, Японии [3, 8, 10—17]. Исследования автора осуществлялись независимо от других групп и данных. Автор работал в эпицентральной зоне в течение 18 дней в январе 1989 г. при благоприятной погоде, когда в значительной мере стаял снеговой покров, помешавший первым группам советских, французских и американских специалистов в проведении полевого обследования. В начальный период автор пользовался разъяснениями и материалами А. С. Караханяна и выполнил совместно с ним несколько полевых маршрутов, что было очень полезно ввиду его знания района и геолого-геоморфологических проявлений землетрясения. Автор имел также возможность участвовать в аэровизуальном обследовании эпицентральной области и ознакомиться с сейсмологическими данными благодаря любезности С. С. Арефьева и Ю. М. Тейтельбаума.

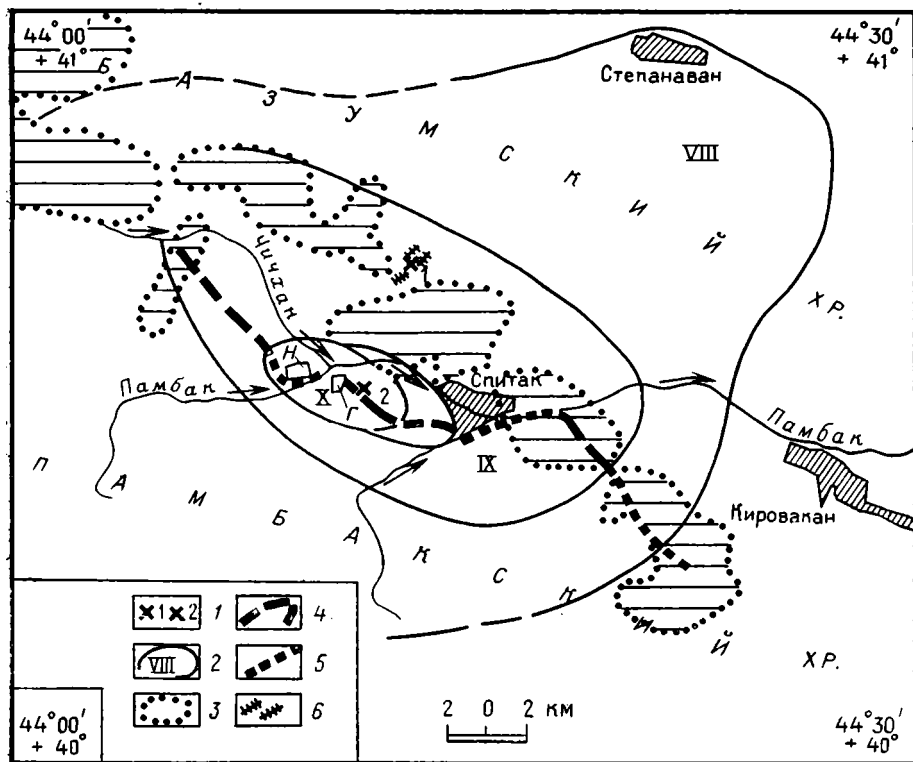


Рис. 1. Эпицентральная область Спитакского землетрясения в Северной Армении. 1—3 — сейсмические характеристики: 1 — эпицентры двух основных толчков (1, 2) по инструментальным данным, 2 — изосейсты и зоны балльности, 3 — основные контуры облака афтершоков за 22 декабря 1983 — 1 января 1989 г.; 4—6 — сеймотектонические характеристики: 4 — вышедший на поверхность тектонический разрыв, 5 — трасса разрыва по вторичным проявлениям на поверхности, 6 — трещины растяжения на поверхности (1 — по [10—14]; 2, 4—6 — по автору; 3 — по [12]). Г — с. Гехасар, Н — с. Налбанд

Краткие сведения о землетрясении. Землетрясение произошло 7 декабря 1988 г. в 11 ч 41 мин 24,6 с местного времени в пункте с координатами $40,84^\circ$ с. ш. и $44,32^\circ$ в. д. (по данным ближних станций) [16]. Расхождения разных определений здесь не рассматриваются. Эпицентр главного толчка, определенный инструментально, располагался в 7 км к северу от г. Спитак.

Землетрясение оказалось мультиплетным и состояло из основного тройного толчка (сначала слабый, через 5 с сильный и еще один сильный через 14 с) и дополнительно через 4 мин 20 с. Магнитуда главного толчка равна $7(\pm 0,1)$ (по поверхностным волнам), магнитуда дополнительного — 5,8. Эпицентр этого толчка, по инструментальным определениям, находился в 4—5 км к западу от Спитак [10, 14, 17]. Таким образом, по сейсмологическим данным, два основных толчка были отчетливо разделены и во времени, и в пространстве (рис. 1). Глубины гипоцентров этих двух основных событий определяются различно: от 3,5 до 10—15 км [11, 12, 14]. Землетрясение достигло интенсивности X баллов (по шкале MSK-64). Зона X-балльных сотрясений покрыла площадь около 17×7 км, вытянувшись в запад-северо-западном направлении, IX-балльная зона составила примерно 45×18 км с той же ориентировкой длинной оси (все по данным Г. Л. Голинского и др., см. [11]). По нашим определениям, размеры этих зон несколько меньше. VIII-балльная зона представляет в плане крупный вытянутый по широте овал (см. рис. 1).

Афтершоки регистрировались в течение нескольких месяцев с высокой точностью, главным образом французской и советской временными локальными сетями станций. Облако афтершоков вытянуто в целом в

запад-северо-запад — восток-юго-восточном направлении (на востоке с отклонением к юго-юго-востоку) примерно на 40 км [10—14]. Уже при первом рассмотрении сейсмологических материалов обращает на себя внимание согласование вытянутости изосейст высших баллов и основного (особенно в первый месяц) облака афтершоков и расположение инструментально определенного эпицентра (первого основного толчка) в 8—13 км к северо-востоку от центра тяжести Х-балльной зоны (см. рис. 1). К этому надо добавить, что решения фокального механизма, проведенные по сейсмологическим записям разными способами и разными исследователями, дают согласованное простирание плоскости разрыва в очаге (290—300°) и наклон плоскости сместителя в основном к северо-востоку под углами 50—70°. Иными словами, макросейсмические и разные сейсмологические данные о запад-северо-западном простирании очага и наклоне плоскости сместителя к северо-востоку согласуются между собой. Вопрос о том, насколько они соответствуют геологическим данным, и о причинах отдельных отклонений, будет предметом обсуждения.

Общая геологическая и геодинамическая характеристика региона. Геологическая история и структура Малого Кавказа изучены довольно подробно. В отношении новейшей тектонической истории и структуры наиболее полные сведения содержатся в монографии Е. Е. Милановского «Новейшая тектоника Кавказа» [4], которой мы и пользуемся.

Северная Армения располагается в пределах Севанской тектонической зоны, которая вытянута дугой вдоль оси альпийского горно-складчатого сооружения Малого Кавказа. На этом месте начиная с юры существовал геосинклинальный прогиб с океанической корой. В мелу и конце палеогена имели место фазы поперечного сжатия и дислокаций. В результате возник офиолитовый комплекс, разбитый на серию тектонических чешуй и зон серпентинитового меланжа. Опускание в палеогене типа рифт-геосинклинали создало ряд продольных прогибов, в том числе Севанский. Последовавшие в конце палеогена деформации сжатия образовали взбросы, подвиги и даже шарьяжные перемещения. В результате сформировалась складчато-надвиговая структура мезозойских и палеогеновых отложений в виде мегантиклинория.

На орогенном этапе возобладало горизонтальное сжатие в условиях продолжающегося сближения Евразийской и Аравийской литосферных плит (вероятно, на 100 км за 5—6 млн. лет). За последние 10 млн. лет неоднократно происходили вулканические извержения и излияния. К этому времени относится и общее воздымание Малого Кавказа в виде обширного гетерогенного свода шириной около 200 км.

Дифференцированные и контрастные неотектонические движения особенно интенсивно развивались в полосе Севанского синклинория, что привело к наибольшему воздыманию приосевой зоны Малого Кавказа. Одновременно формировались новейшие внутригорные впадины, заполнявшиеся неогеновыми и четвертичными отложениями мощностью 0,1—1 км. Многие впадины, имеющие четкообразную форму, образуют продольные цепочки и разделены поперечными перемычками типа горстов.

Крупнейшей сквозной дизъюнктивной структурой является дугообразный Памбакско-Севанский глубинный разлом с относительно поднятым на 1—2 км северным крылом. Ширина зоны разлома достигает 2—3 км, на западе плоскости отдельных разрывов падают под углами 50—60°. По косвенным признакам в неогене и в четвертичное время здесь происходили взбросовые (с севера на юг) перемещения. На опущенном южном крыле соответствующие отложения оказались наклоненными к югу под углами до 30—60 (N) и до 10° (Q).

Эта зона разлома в целом разграничивает Базумский хребет и Памбакскую долину. Последняя на участке широтного протяжения состоит из трех узких субширотно вытянутых впадин четвертичного возраста общей протяженностью около 50 км [4, 5].

Именно здесь и разразилось Спитакское землетрясение, охватив разрушительными сотрясениями не только Памбакскую долину, но и при-

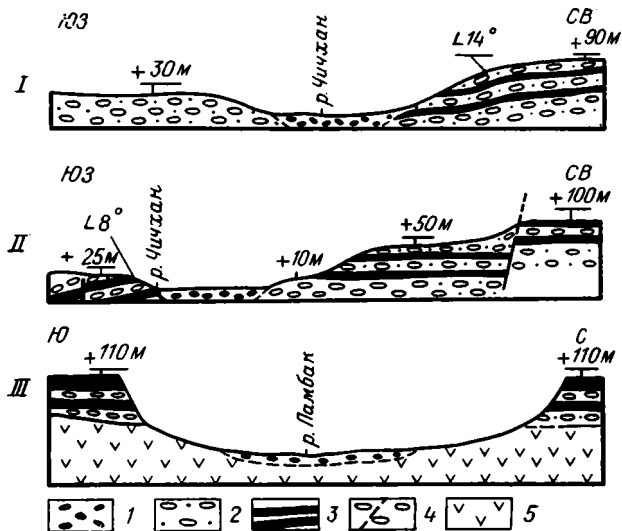


Рис. 2. Разрезы четвертичных террасовых отложений в долинах р. Памбак (III) и ее левого притока р. Чичхан (I, II) в пределах эпицентральной области, по К. А. Мкртчяну [6] с уточнениями автора. Положение разрезов см. на рис. 5

1 — современный аллювий; 2 — галечники средне- и позднечетвертичного возраста; 3 — горизонты туфов; 4 — молодые разрывы; 5 — вулканогенные отложения эоценового возраста; указаны относительные высоты террас и углы наклона слагающих их отложений (по туфам)

лежащие хребты — Базумский с севера и Памбакский с юга. В пределах собственно широтной полосы Памбакских впадин молодая выраженная в рельефе структура в эпицентральной зоне землетрясения 1988 г. состоит из двух впадин, разделенных узким Налбанд-Спитакским (Сараартским) поднятием северо-западного простирания. Это поднятие ограничено крутыми ступенчатыми разрывами также северо-западного простирания с амплитудами в десятки метров, с востока, возможно, до 200 м, и с вероятными правосдвиговыми смещениями. Прямыми геологическими и геоморфологическими наблюдениями доказывается, что перемещения по этим разрывам осуществлялись не только в плиоцене, но и в четвертичное время, вплоть до позднечетвертичного [4—6] (рис. 2).

Обращаясь к структурно-геодинамической картине как Малого Кавказа в целом, так и прилегающей к эпицентру области, на основе геоструктурных и кинематических характеристик [9] (рис. 3) можно констатировать следующее. Рассматриваемая часть Малого Кавказа состоит из сложного сочетания зон и участков концентрации сдвиговых и взбросо-надвиговых деформаций. Однако в целом картина достаточно закономерна. Эта закономерность проявляется в том, что в зонах широтного простирания господствуют взбросо-надвиговые (поддвиговые) деформации, зоны северо-западного простирания на восточном фланге характеризуются правосдвиговыми, а зона северо-восточного простирания на западном фланге (большей частью на территории Турции) — левосдвиговыми деформациями. Как известно, левосдвиговые перемещения характерны и для Восточно-Анатолийской зоны разломов северо-восточного простирания в пределах Турции [12].

Распределение отдельных структурных форм и целых зон новейшего времени и кинематика перемещений в них однозначно ведут к заключению о господстве общего субмеридионального сжатия в земной коре региона. С этим согласуется наличие субмеридиональных зон сбросо-раздвиговых новейших деформаций, с которыми большей частью связаны вулканические постройки и поля (см. рис. 3).

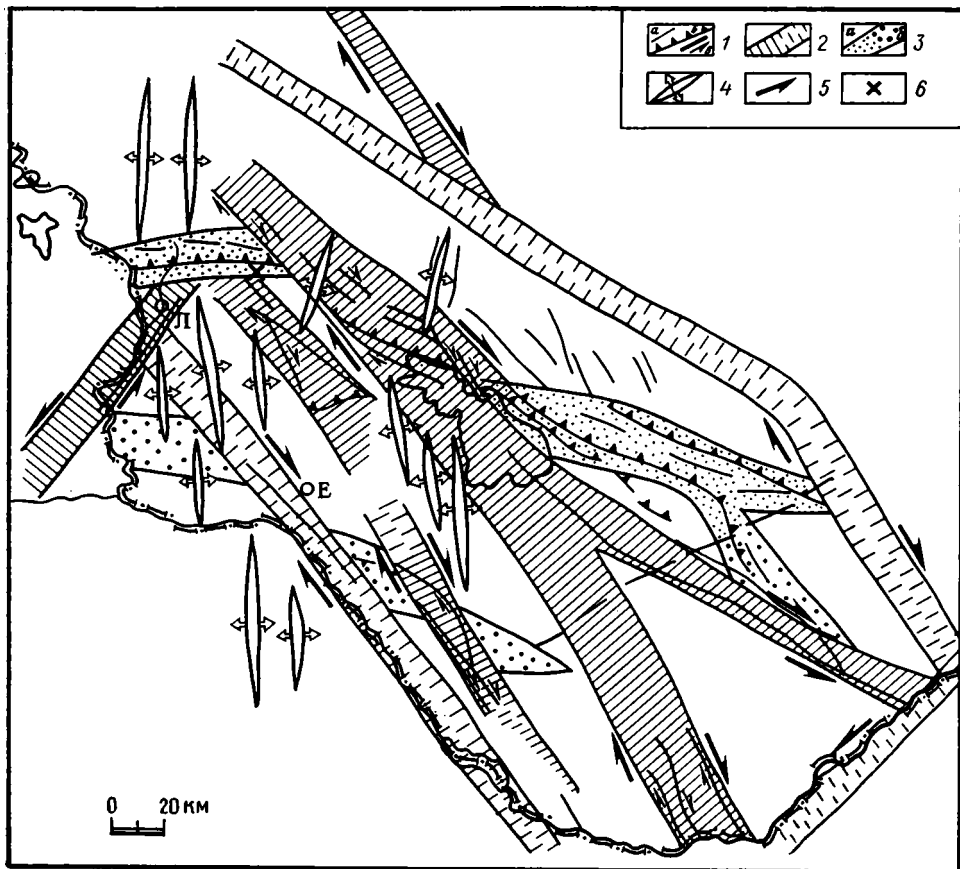


Рис. 3. Схема зон позднеальпийских деформаций и основных дизъюнктивных систем Северной Армении (по Л. М. Расцветаеву [9] с уточнениями автора)
 1 — разрывы разного кинематического типа (а), преимущественно взбросо-надвигов (б), сдвиги (в); 2 — зоны концентрации сдвиговых деформаций; 3 — зоны концентрации взбросо-надвиговых деформаций, установленные (а) и предполагаемые (б); 4 — зоны концентрации сбросо-раздвиговых деформаций; 5 — направление сдвига; 6 — положение эпицентра. Е — г. Ереван, Л — г. Ленинакан

Указанная общая закономерность вполне объясняется с позиций тектоники плит продолжавшимся движением к северу Аравийской плиты и ее сближением с Евразийской плитой со скоростью от 2 до 5 см/год по разным данным.

Фактически регион располагается в подвижном поясе между названными плитами в вершинной части крупной выпуклой к северу дуги, огибающей северный выступ Аравийской плиты.

При более внимательном рассмотрении собственно эпицентральной области землетрясения 1988 г. мы обнаруживаем подобную же картину в более крупном и простом плане (рис. 4). Широкая взбросо-надвиговая зона охватывает Памбакскую долину и прилегающий с севера Базумский хребет, а с юга к ней под острыми углами приключаются косо-направленные зоны правосдвиговых (с юго-востока) и левосдвиговых (с юго-запада) деформаций. При этом узел тройного сочленения приходится на южный борт Памбакской долины несколько западнее собственно эпицентральной зоны (см. рис. 3, 4). Таким образом, не только на региональном, но и на локальном уровне рассмотрения можно констатировать здесь господство в земной коре меридионального близгоризонтального сжатия.

Дизъюнктивные структуры эпицентральной области. Большинство авторов [2—5, 11] отмечают расположение Северной Армении, включая эпицентральной область, в пределах крупного меридионального транс-

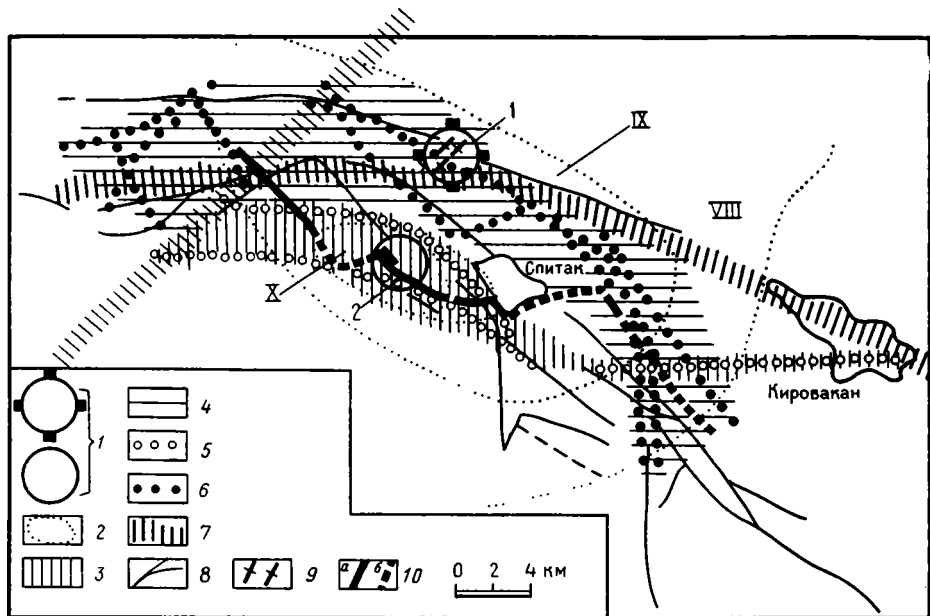


Рис. 4. Схема основных структур и сейсмических проявлений эпицентральной области Спитакского землетрясения

1 — эпицентры двух основных толчков (1, 2) по инструментальным определениям; 2 — изосейсты и зоны балльности (VIII—X) наиболее сильных сотрясений, по автору; 3 — облако афтершоков с относительно неглубокими гипоцентрами ($H < 10$ км); 4 — то же с более глубокими гипоцентрами ($10 \leq H \leq 13$ км); 5, 6 — оси цепочек: 5 — неглубоких афтершоков, 6 — более глубоких афтершоков; 7 — основные межзональные разломы земной коры; 8 — разрывы в верхних частях земной коры; 9 — трещины отрыва, возникшие при Спитакском землетрясении; 10 — разрыв, возникший при Спитакском землетрясении: непосредственно вышедший на поверхность (а), установленный по вторичным нарушениям поверхности (б); (3—6 — по Ю. М. Тейтельбауму [10])

кавказского поднятия, которое рассматривается как активная структура, ограниченная близмеридиональными сейсмогенными разломами. Последнее, однако, на наш взгляд, не может считаться доказанным.

В реальной разрывной тектонической структуре собственно эпицентральной зоны выделяются два главных элемента (см. рис. 4). Во-первых, это межзональный Памбакско-Севанский (Базумо-Севанский) разлом на севере, проходящий близширотно (с отклонением на восток-юго-восток на востоке) у подножий Базумского хребта. Его внутренняя структура на участке подробно не охарактеризована. Но, судя по оперяющим субпараллельным более мелким разрывам, он носит характер взброса к югу с наклоном плоскости к северо-северо-востоку под углами $50-80^\circ$. Имеются отдельные признаки правостороннего сдвига по нему, особенно отчетливые на его юго-восточном продолжении около оз. Севан.

Другим важным элементом разрывной структуры служит серия параллельных небольших разрывов северо-запад — юго-восточного простирания (под углом $20-25^\circ$ к вышеназванному межзональному разлому), формирующих молодую грабен-горстовую структуру Памбакских впадин и перемычек. По отдельным из этих разрывов геологическими методами установлены взбросовые перемещения (подняты северо-восточные крылья).

Исходя из общего структурного рисунка и морфологии впадин предполагаются правосдвиговые смещения по ним. Эта серия разрывов в сочетании с подобными разрывами меридионального простирания продолжается к юго-востоку и в пределы Памбакского хребта (см. рис. 3, 4).

Наиболее наглядные признаки молодой активности разрывов северо-западного простирания зафиксированы в долинах р. Памбак и ее крупного левого притока р. Чичхан на участке между пос. Налбанд и г. Спитак [6].

В толще аллювиальных отложений с двумя маркирующими горизонтами туфов средне- и позднечетвертичного возраста обнаружено несколько разрывов северо-западного простирания с амплитудой смещения от нескольких метров до 20 м (см. рис. 2). Часть этих разрывов в долине р. Памбак выражена и в поперечных деформациях плейстоценовых террас [4, 5]. К северо-западу вдоль долины р. Чичхан основной разрыв переходит во флексуру с наклоном туфовых слоев к юго-западу под углами 14—15°, а еще далее по простиранию — только 6—8°. Во всех случаях поднятым, вероятно, взброшенным является северо-восточное крыло, только около Спитака по северо-восточной границе Налбанд-Спитакского поднятия геоморфологически фиксируется разрыв сбросового характера с относительным опусканием северо-восточного крыла на 70—100 м [4—6].

Дополнительные сведения о разрывах мелкого порядка и явно молодого, позднечетвертичного и голоценового, возраста дают геоморфологические наблюдения. Нами обнаружено несколько линейных систем уступов (эскарпов), пересекающих различные элементы рельефа, тянувшихся с перерывами на несколько километров каждая. Высота уступов или глубина рвов обычно не превышает 1 м, края обычно сглаженные, замытые, местами они используются молодыми временными водотоками. Эти формы аналогичны возникшему при Спитакском землетрясении уступу (сейсмодислокации) и, без сомнения, фиксируют сеймотектонические разрывы подобных, но более ранних землетрясений. Поднятыми чаще бывают северо-восточные, реже — юго-западные крылья.

На северных склонах Памбакского хребта и в Памбакских впадинах установлено 8—10 систем таких дислокаций северо-западного или запад-северо-западного простирания. На южных склонах Базумского хребта подобные дислокации имеют северо-восточное простирание.

Таким образом, становится ясным, что в эпицентральной области Спитакского землетрясения на поверхности и, по-видимому, на глубине существует сеть молодых и сравнительно мелких разрывов северо-западного и северо-восточного простираний, отражающих подвижки в очагах сильных землетрясений предшествующих тысячелетий. Эту сопряженную сеть молодых диагональных разрывов логично рассматривать как отражение косых зон сдвиговых деформаций и сколовых усилий, ограничивающих участок в вершине тектонической дуги и проявившихся в условиях господствующего меридионального сжатия (см. рис. 3, 4).

Вместе с тем следует напомнить, что главными элементами новейшей тектонической структуры региона служат широтные Базумский и Памбакский антиклинории и разделяющий их Памбакский синклиниорий, отделенный с севера от Базумского антиклинория Памбакско-Севанской зоной глубинного разлома.

При рассмотрении материалов по механизму очага и сейсмотектоническим проявлениям Спитакского землетрясения главный вопрос как раз и заключался в том, чтобы определить, связано ли землетрясение с активизацией главного межзонального субширотного разлома или одного из серии относительно небольших разрывов северо-западного простирания. Некоторые авторы как среди сейсмологов [1], так и геологов [3] склоняются к первому варианту, но большинство исследователей предпочитают второй.

Порожденные землетрясением сейсмотектонические дислокации. Все проводившие полевое обследование специалисты отмечают возникновение при землетрясении разрыва запад-северо-западного простирания длиной от 6—8 до 13 км (с перерывами). Разрыв определяется как крутой взброс с правосторонним сдвигом, с вертикальным смещением до 1,3—1,6 м и горизонтальным — 0,4—0,5 м. Наклон плоскости сместителя устанавливается к ССВ или СВ под углом 50—60°. Все известные данные обобщены в табл. 1.

Н. В. Шебалин и Б. А. Борисов [11] отмечают, что смещения по разрыву сохраняют более или менее одинаковую величину на всем протяжении, тогда как А. Систернас и др. [12] указывают на увеличение вер-

Характеристики разрыва, возникшего на поверхности при Спитакском землетрясении 7 декабря 1988 г.

Авторы	Длина, км	Простирание, азимут, град	Падение плоскости сместителя, азимут, угол, град	Вертикальная компонента	Горизонтальная компонента	Сближение бортов поперек простирания	Азимут полного вектора смещения, град	Модуль полного вектора смещения, м	Площадь поверхности разрыва, км ²
				м					
Шебалин, Борисов [11]	13	СЗ		1,3	0,5				300
Систернас и др. [12]	13	ЗСЗ		1,6	0,4	0,7			
Шарп [17]	>8 (13)	292	СВВ, 55	1,6		1,1	Ю (180)	2	
Караханян [3]	15	310	СВ, 60—80		1,5			2	
Никонов, Караханян [8, 16]	$\begin{matrix} >15 \\ (\geq 25-30) \end{matrix}$	310—320	Центральный участок: на юго-востоке ВСВ, 80—85, на северо-западе СВ, 50—60	2	1,35 ¹ ; 2 ²	1,4	Ю	2—2,3	
Никонов, настоящая публикация	30—35	На северо-западе 325, в центре 300, на юго-востоке 325, среднее — 300	На флангах СВ 60—80	2	1,35 ¹ ; 2 ²	1,4	Ю	2—2,3	450—750

Примечание. ¹ — по непосредственным измерениям; ² — выведено по штрихам. Авторы и результаты приведены в соответствии с последовательностью наблюдений.

тикальной и горизонтальной компоненты с северо-запада на юго-восток.

Все отмечают несоответствие установленной ограниченной длины разрыва высокой магнитуде землетрясения, если исходить из известных общемировых соотношений.

В своих исследованиях автор поставил следующие задачи дальнейшего изучения сейсмотектонических проявлений землетрясения: 1) проследить возможные прямые и косвенные поверхностные проявления разрыва за пределами центрального уже установленного прежде наиболее выразительного участка разрыва протяженностью 6 км между г. Спитак и пос. Налбанд; 2) выявить и измерить вертикальную и горизонтальную компоненты смещений последовательно вдоль разрыва на центральном его участке; 3) попытаться разобраться в последовательности основных подвижек по разрыву путем изучения зеркал скольжения и штриховок на них; 4) сопоставить полученные данные с макросейсмическими характеристиками эпицентральной области, чтобы установить независимым от инструментальных определений образом особенности механизма очага.

При полевом обследовании установлено [7, 8, 16], что нарушения и дислокации возникли не только к западу от Спитака, между шоссевыми дорогами Спитак — Ереван и Спитак — Ленинакан, но также и далее к северо-западу и юго-востоку, хотя характер нарушений на этих участках несколько иной. Соответственно все протяжение линии (местами полосы) нарушений можно разделить на три участка: центральный, северо-западный и юго-восточный (см. рис. 1).

На центральном участке длиной 7 км к западу от Спитака разрыв морфологически и геологически выражен наиболее отчетливо и прослеживается лишь с небольшими перерывами, на двух других участках он устанавливается скорее фрагментарно, но также именно в виде разрыва, в том числе в коренных породах, с поднятым (взброшенным) северо-восточным крылом. Ширина полосы видимых нарушений 0,5—3, местами до 10 м.

На промежуточных отрезках (на рис. 1, 4 они показаны пунктиром) вместо отчетливого разрыва на поверхности наблюдаются вторичные нарушения в виде серии ориентированных трещин в почве, линейно вытянутых отрывов, оползней и других гравитационных новообразований, а также в виде соответственно ориентированных разрывов в прочных искусственных сооружениях, вплоть до бетонных (мосты, опоры, стенки). В пределах этих отрезков разрыв в очаге не дошел до поверхности, возможно, из-за увеличенной мощности рыхлых четвертичных отложений. Из общей установленной длины полосы деформаций, примерно 35 км, выход разрыва на поверхность фиксируется на протяжении примерно 10 км (в том числе 5 км на центральном участке).

Особое внимание необходимо обратить на форму линии разрыва в плане (см. рис. 1). Она косоступенчата, так что участки северо-западного простираения с разрывами на поверхности (азимут 310—320, 290—300 и 320—325°) соединены субширотными (азимут 70, 70—80°), где отмечаются только вторичные нарушения поверхности.

При сравнении с геологической картой легко установить совпадение направления, а на отдельных отрезках — и протяжения или продолжения на поверхности известных геологических разрывов и сейсмотектонических разрывов, возникших при землетрясении. Прямое совпадение подтверждается также на ряде отрезков центрального участка, где новообразованный разрыв прошел по зонам дробления, брекчий и тектонического меланжа (местами с сохранившимися зеркалами скольжения) в меловых известняках и вулканогенных породах палеогенового возраста. Кроме того, у более ранних разрывов и новообразованного очень близки азимуты и углы наклона плоскостей падения. На всех участках северо-западного и юго-восточного простираения разрыв по положению на местности и азимуту простираения также хорошо согласуется с подобными сейсмотектоническими дислокациями более раннего возраста.

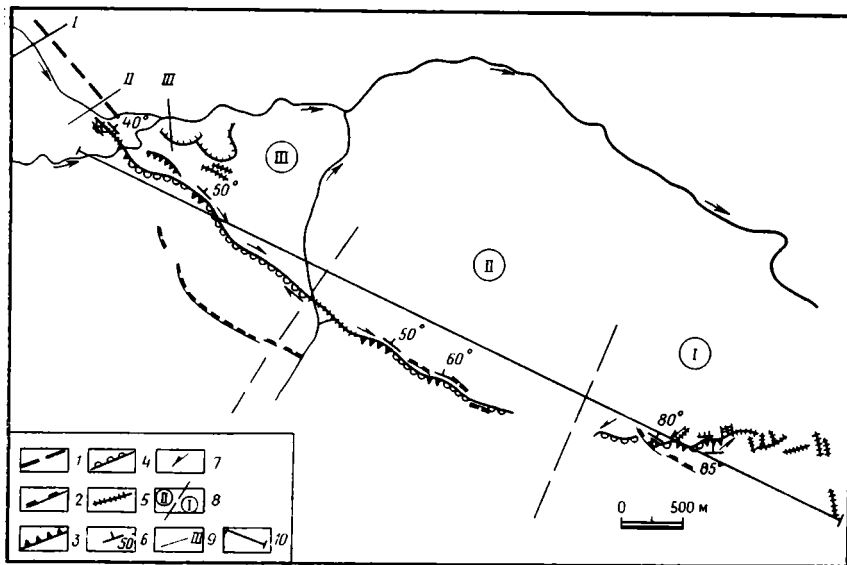


Рис. 5. Новообразованный разрыв в эпицентральной зоне Спитакского землетрясения (центральный участок)

1 — молодой (позднечетвертичный) разрыв; 2 — небольшие голоценовые разрывы на поверхности (сейсмотектонические дислокации прежних землетрясений); 3—5 — новообразованный разрыв Спитакского землетрясения: 3 — уступ (эскарп) с выходами коренных пород, 4 — уступ (вал) в покровных рыхлых отложениях, 5 — трещины; 6 — азимут и угол падения плоскости сместителя; 7 — направление сдвиговых перемещений; 8 — отрезки на центральном 7-километровом участке (I—III); 9 — положение геологических разрезов, изображенных на рис. 2; 10 — линия профиля, показанного на рис. 7

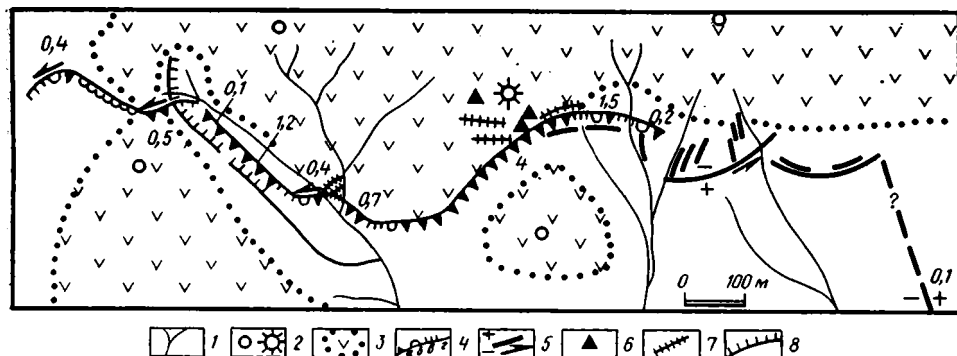


Рис. 6. Положение новообразованного разрыва в юго-восточной части центрального участка

1, 2 — элементы рельефа: 1 — эрозионные тальвеги, 2 — вершины холмов; 3 — выходы коренных пород на поверхность; 4—7 — сейсмодислокации, возникшие при землетрясении 7 декабря 1988 г.: 4 — основной разрыв (а — эскарп в коренных породах, б — валлообразный уступ в дерновом покрове и рыхлых отложениях, в — уступ в рыхлых отложениях, г — мелкие разрывы и трещины в грунте), 5 — обозначение поднятого и опущенного крыльев, направление сдвига (цифрами показана величина перемещений в метрах), 6 — камнепады, 7 — трещины в коренных породах; 8 — старый эскарп (сейсмодислокация)

Следовательно, в нескольких местах несомненно, а на большей части его протяжения возможно обновление сейсмогенным разрывом уже существовавших в верхней части земной коры разрывов северо-западного простирания, активных в четвертичное время и в голоцене. В ряде мест новообразованный разрыв идет в северо-западном направлении параллельно или под острым углом по отношению к уступу подобной более ранней сейсмодислокации (рис. 5).

Соединение участков северо-западного простирания разрыва близширотными участками, судя по рельефу, также можно рассматривать

как унаследованную активизацию живых тектонических линий (см. также [12]).

Сосредоточимся теперь на центральном участке длиной 6—7 км (см. рис. 5). Здесь разрыв идет через низкогорный расчлененный массив в междуречье р. Памбак и ее правого притока и частью через прилежащие долины в среднем по азимуту 300° . Разрыв счет разные элементы рельефа, не считаясь с гипсометрией, и выражен в виде уступа, вала или трещины, пересекающих как коренные породы (вулканогенные породы палеогена и меловые известняки), так и рыхлые покровные отложения (рис. 6).

На рассматриваемом участке разрыв характеризуется следующими главными морфологическими чертами: распространен прерывисто, подразделяясь на три основных отрезка различного простирания (см. рис. 5); внутри отрезков простирание местами меняется, приспособляясь к отдельным элементам рельефа; поднятым везде является северо-восточное (или северное) крыло; высота уступа в основном варьирует от первых десятков сантиметров до 1,5 м.

Определение кинематических характеристик разрыва основывается на его морфологии, величинах смещения разорванных им форм и элементов микрорельефа и искусственных сооружений, изучении зеркал скольжения и систем борозд скольжения на зеркалах на участках расчленения разрывом коренных пород. Плоскость смещения у поверхности наклонена на юго-востоке под углом $80—85^\circ$ к северо-востоку и северу, в центре — под углом $50—60^\circ$ к северо-востоку, а на северо-западе — $50—40^\circ$ к северо-востоку. Это вполне согласуется с инструментально определенным положением эпицентра основного толчка в 7 км к северу от Спитака и положением гипоцентра на глубине 10—15 км. На месте эпицентра обнаружена система свежих трещин отрыва (!) северо-восточного простирания (см. рис. 1), соответствующая древним сейсмодислокациям этого участка. Нельзя не обратить внимания на показательный факт расположения инструментально определенного эпицентра второго основного толчка с неглубоким гипоцентром непосредственно у линии поверхностного разрыва в нескольких километрах западнее Спитака, т. е. в 7 км от эпицентра первого толчка.

Несомненно, свежий разрыв на поверхности — это тектонический разрыв (сеймотектоническая дислокация). Об этом свидетельствует его линейность, протяжение в соответствии и частью совпадение с тектоническими разрывами и их кинематикой, независимость от крупных форм рельефа, признаки как вертикальной (в том числе против силы тяжести), так и горизонтальной, сдвиговой, составляющей, возникновение зеркал скольжения с закономерными системами штриховки (см. ниже).

Главный разрыв определяется в целом как взбросо-сдвиг с поднятым северо-восточным (северным) крылом и правосторонним перемещением крыльев. На отдельных отрезках восток-северо-восточного простирания (азимут $70—80^\circ$) в юго-восточной части участка отчетливо проявлены небольшие (до 0,4 м) левосторонние смещения (см. рис. 5, 6), что независимо отмечалось также Р. Шарпом [17]. В отличие от указаний ряда авторов [11, 12] об одинаковости или последовательном увеличении амплитуд смещения вдоль разрыва автор констатирует сильную неравномерность величин смещения по протяжению разрыва. Это основано на специальных измерениях в 25 точках вдоль дислокации, в том числе и непосредственно на плоскости смещения (рис. 7). В каждом пригодном для измерения месте раздельно измерялись вертикальная компонента, горизонтальная сдвиговая компонента, величина горизонтального сближения бортов разрыва перпендикулярно простиранию его плоскости, а также оценивалась величина полного вектора смещения в направлении суммарной подвижки (к середине — концу января 1989 г.).

На протяжении 7 км центрального систематически обследованного разрыва величины смещения образуют три «пика» по всем измеренным компонентам. На рис. 7 отчетливо видно, что указанные три максимума

Величины реального смещения в плоскости смещения по измерениям
вблизи поверхности

Отрезки центральной части разрыва	Взбросовая составляющая, м	Сдвиговая составляющая, м
Северо-западный	$\geq (0,5-1)$	$\leq 1-1,5$
Центральный	2-2,5	1,5-2
Юго-восточный	1-1,5	0,5-0,7
Условная средняя величина на участке	1,5	1-1,3
Величина суммарной подвижки (полный вектор смещения)	1,7-2	

пространственно совпадают между собой и приходится главным образом на возвышенные элементы рельефа, где коренные породы выходят на поверхность или близко подходят к последней. В пониженных элементах рельефа, главных и второстепенных долинах, естественно, мощность рыхлых аллювиальных и склоновых отложений наибольшая (до нескольких десятков метров) и там величины смещений уменьшаются. Важно, что все три измеренные компоненты дают максимумы и минимумы в одних и тех же местах (кроме взбросового экстремума на коротком отрезке на востоке). Максимальная величина вертикальной составляющей достигает 2 м, горизонтальной (право) сдвиговой — 2,3 м, сближение крыльев разрыва до 1,4 м. Этот максимум находится на втором отрезке центрального участка. Уменьшение в целом величин смещений к краям участка по коренным породам не вызывает сомнения.

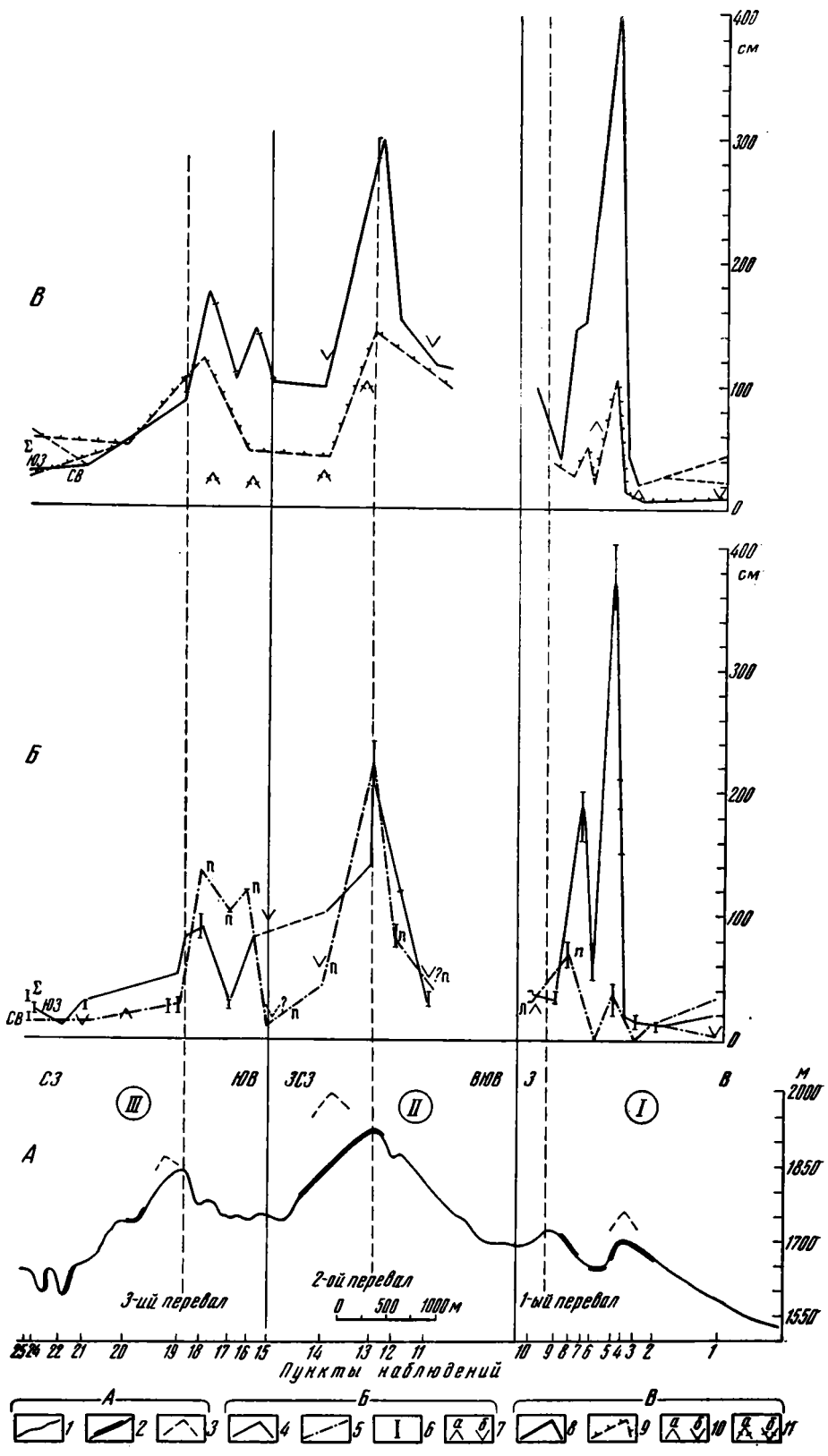
Распределение конкретных измеренных величин вдоль участков отражает скорее затухание (рассредоточение) подвижки в рыхлом покрове. Поэтому представляется вполне резонным принять для приповерхностной части разрыва в пределах рассматриваемого центрального участка следующие величины (на период наблюдений) (табл. 2).

Как видим, в целом сдвиговая составляющая преобладает на северо-западе участка, а взбросовая — на его юго-востоке. По-видимому, именно это отражает характер сейсмостектонического процесса. На основании полученных значений и принятых в расчет упрощений определяем, что среднее значение суммарного вектора подвижки в плоскости разрыва составляет 1,7—2 м на центральном участке.

Для определения азимута вектора смещения и возможного его разделения при двух главных толчках обратимся к наблюдениям над зеркалами скольжения.

Анализ зеркал скольжения в плоскости сместителя. В пределах центрального участка на нескольких небольших отрезках разрыва, где к поверхности подходят относительно прочные коренные породы (вулканиды палеогенового возраста), на дневную поверхность вышла и обнажилась сама плоскость разрыва. Спустя месяц — полтора после землетрясения она сохранялась практически в первоначальном виде, но зеркала скольжения пострадали от погоды и бригад исследователей. Поэтому нам удалось изучить лишь фрагментарно сохранившиеся на этих участках зеркала скольжения. Кроме того, в лаборатории при сильном увеличении изучены ориентированные фрагменты зеркал, отобранные А. С. Караханяном.

Зеркала скольжения в виде ровных, реже гофрированных поверхностей образовались частью по ранним зонам дробления и тектонического смещения, местами даже обнажились ранние зеркала скольжения. Новообразованная плоскость скольжения во всех местах наблюдения маркируется свежими глинками трения с зеркальной поверхностью и свежими резкими штрихами на ней. Эти следы были видны и поддавались изучению только на взброшенном северо-восточном крыле разрыва.



Около юго-восточного конца разрыва на участке его близширотного простирания, только в этом месте, плоскость скольжения оказалась гофрированной, наклоненной к северо-северо-востоку (20°) под углом $80-85^\circ$, с так же ориентированными сглаженными полосами скольжения на слабо остеклованной поверхности. Следы каких-либо сдвиговых перемещений здесь отсутствуют. Примерно в 1 км к западу, где разрыв тянется по азимуту $290-300^\circ$, штриховка наклонена в плоскости скольжения под углами $45-60^\circ$, местами с выполаживанием снизу вверх. Полный вектор смещения направлен к югу. Вертикальная компонента ($0,9-1$ м) преобладает над горизонтальной ($0,6-0,8$ м по расчету). Можно различить две системы крутопадающих штрихов ($45-50$ и 60°), которые, возможно, отвечают двум фазам взбросового смещения по плоскости разрыва. Преобладание взбросовых смещений в южном направлении на этом участке подтверждается также сочетанием следов правосдвиговых подвижек на $0,6-0,8$ м на участках разрыва с простиранием $290-300^\circ$ и левосдвиговых на $0,3-0,5$ м на участках с простиранием $70-80^\circ$.

В междуречье р. Памбак и ее крупного правого притока при пересечении главного перевала плоскость разрыва хорошо обнажилась на протяжении более 10 м (см. рис. 5—7). Она наклонена здесь под углом 60° по азимуту $10-15^\circ$. На этой плоскости вполне отчетливо видны по крайней мере три пересекающиеся системы штрихов. Наиболее ранняя и многочисленная имеет наклон 70° , вторая — 50° и третья, наиболее поздняя, почти горизонтальна.

По системе самых крутых штрихов сдвиговая подвижка определена примерно в 0,8 м, по второй системе менее крутых — 1,2 м, по последней системе близгоризонтальных штрихов — не менее 0,1 м, вероятно, 0,3 м.

При исследовании фрагментов зеркал скольжения размером 10×18 и 10×25 см в лабораторных условиях установлены в сущности те же главные системы штрихов с некоторыми модификациями по степени выраженности и углам наклона. На одном фрагменте пологой оказалась не только третья, но и вторая система штрихов, на другом — третья и четвертая система, а, редкая, наиболее поздняя, обнаруживает искривление снизу вверх. Возможно, это следы промежуточных или обратных перемещений. Крутые штрихи — длинные сплошные, пологие — короткие редкие дугообразные и со стопорами в конце. Таким образом, в образцах обнаружены следы двух (трех) фаз, из которых начальные отражают взбросовые, а поздние — сдвиговые подвижки в плоскости разлома. Первые подвижки, крутые и большие по величине, вполне сопоставляются с двумя сильными толчками первого основного события (вторым и третьим) с интервалом в 14 с, распознаваемым и сейсмологическими методами как взбросы при испарывании земной коры. Заключительная сдвиговая подвижка, явно с большим разрывом во времени и меньшая по величине, объясняется вторым основным толчком, последовавшим через 4 мин 20 с и имевшим неглубокий гипоцентр.

Если судить и по распределению сдвиговых смещений вдоль разлома, и по штрихам, то оказывается, что сдвиговая составляющая при первом толчке присутствовала почти на всем протяжении разрыва (речь идет только о центральном участке), тогда как при втором она сосредоточилась на отрезке протяженностью 3—4 км, начинающемся в 1 км к

Рис. 7. Продольный гипсометрический профиль и распределение измеренных смещений вдоль трассы возникшего при Спитакском землетрясении разрыва (центральный участок)

А. Условия трассы разрыва: 1 — гипсометрический профиль, 2 — участки выходов коренных пород, 3 — соседние вершины. I—III (римские цифры в кружках) — отрезки профиля. Б. Распределение основных компонент смещений: 4 — вертикальной, 5 — горизонтальной сдвиговой (*n* — правостороннее, *л* — левостороннее), 6 — возможная ошибка измерений, 7 — максимальные (а) и минимальные (б) измеренные величины. В. Распределение суммарных смещений: 8 — полного вектора, 9 — сближение бортов разрыва перпендикулярно его простиранию, 10 — максимальные (а) и минимальные (б) значения для 8, 11 — то же для 9

**Решение фокального механизма очага Спитакского землетрясения 7 декабря 1988 г.
по сейсмологическим данным**

Авторы	Азимут простираания	Азимут и угол падения	Глубина гипоцент- ра, км	Азимут направле- ния смещения, град	Поверх- ность разрыва, км (км ²)
	град				
Шебалин, Борисов [11]	290—300	СВ, 50	3—15	С — Ю	35×40
Систернас и др. [12]:					
по поверхностным волнам	300	С	<13	135	~300
по объемным волнам	300	ССВ, 60	10	110	
Филсон [14]:					
по первым вступлениям	290	СВ, 57	7,5	123	
по объемным волнам	295	СВ, 72		128	
по длиннопериодным поверх- ностным волнам	282	СВ, 70		165	
Агаронян, Данилова, Юнга [1]	3СЗ	С, 53			
По первым вступлениям Кадин- ский-Кейд и др. [15]	292	СВ, 67			

юго-востоку от пос. Гехасар. Именно здесь фиксируется наибольшая величина сдвигания при последней подвижке (втором основном толчке), а за счет этого — и наибольшая суммарная величина сдвигового смещения, превышающая суммарную вертикальную. Как раз на этот отрезок приходится и эпицентр второго близповерхностного толчка с магнитудой $M=5,8$ (см. рис. 1). Поэтому не возникает сомнения в том, что по геологическим данным можно определить механизм второго основного землетрясения как правосдвиговый с незначительной взбросовой компонентой.

Обсуждение механизма очага и геодинамических условий возникновения землетрясения. Сейсмологи по записям нескольких дальних станций установили, что первое основное событие было трехкратным с подвижкой в виде чистого взброса. При этом было определено, что вспарывание происходило в течение 20 с от приповерхностной части разрыва до глубины около 30 км по наклоненной к северо-востоку плоскости [11] или с востока к западу [12]. Однако точные определения глубин афтершоков не дают более 13 км [10, 11, 13], что заставляет и для главных толчков принять эту глубину.

Механизм очага большинством авторов определяется как взбросо-сдвиг (табл. 3), однако рассмотрение его отдельно по основным толчкам не проведено. Установлено только, что второй главный толчок имел эпицентр западнее г. Спитака и возник вблизи земной поверхности.

Между тем помимо приведенных сеймотектонических мы располагаем и макросейсмическими данными для раздельной характеристики толчков по распроесам очевидцев и характеру повреждений в эпицентральной области. Из опросов ясно следует, что очевидцы различали (особенно отчетливо в зоне 8 баллов) второй сильный удар спустя 4—5 мин после первого землетрясения (по записям сейсмографов спустя 4 мин 20 с). Первый удар в эпицентральной зоне имел, по восприятию людей, характер взрыва и резкого вертикального удара снизу, при котором предметы (вплоть до автомашин) и люди были подброшены над землей. Следовательно, ускорение было близко к ускорению силы тяжести или превысило ее. Скорее всего удар не был строго вертикальным, ибо известен случай, когда подброшенный на перекрытии 5-го этажа строящегося дома человек упал не на это же перекрытие, а за стену дома на улицу (вероятно, к юго-западу).

В Спитаке известны случаи, когда при первом ударе людей отбросило в сторону на несколько метров. Направленность первого удара к юго-западу, по азимуту 200—210°, определяется по сдвиганию в противопо-

ложном направлении памятника воину в центре города, отбрасыванию надгробий на кладбище на юго-западном краю города. К северу и северо-востоку от Спитака отмечалось вначале качание по направлению СВ — ЮЗ, ССВ — ЮЮЗ, есть упавшие по азимуту ССВ, 20° столбы. Все эти признаки свидетельствуют о крутом взбросовом характере первого основного толчка по направлению с ССВ на ЮЮЗ. В отличие от этого при втором основном толчке (через 4 мин 20 с) в окрестностях Спитака, на северо-восточном крыле разрыва, отмечены сильные горизонтальные колебания в целом по направлению В—З, по единичным более точным наблюдениям — по азимуту $300\text{—}310^\circ$.

Таким образом, по макросейсмическим наблюдениям в эпицентральной зоне различаются не только два основных события, но и разная направленность толчков. Указанные наблюдения вполне согласуются с тем, что зафиксировано независимо путем анализа штрихов на зеркалах скольжения в плоскости основного разрыва.

Исходя из полученных значений, можно попытаться определить главные компоненты разрыва и смещения. Суммарно для обоих главных толчков они таковы.

Длина разрыва, считая и промежуточные участки с вторичными нарушениями поверхности, составляет 35 км. Эта величина хорошо согласуется с длиной облака афтершоков [10—13]. Мощность сейсмоактивного слоя и глубину гипоцентра принимаем в 13 км согласно определениям глубин афтершоков и уточненным данным о глубинах основных толчков в пределах $3\text{—}15$ км [10, 12]. При такой глубине очага ширина суммарной плоскости разрыва составляет 15 км при угле наклона 50° . Более пологий наклон плоскости мало вероятен. Если исходить из глубины очага в 13 км и эпицентрального расстояния между инструментально определенным положением эпицентра и выходом плоскости разрыва на поверхность в 7 км, площадь разрыва оценивается (считая разрыв сплошным) в $450\text{—}800$ км², скорее около 500 км².

Как показано выше, средняя суммарная подвижка при обоих главных толчках составила $1,7\text{—}2,0$ м без постсейсмического крипа, вероятно, около $1,5$ м на центральной участке [10], а по всей плоскости разрыва — вряд ли свыше 1 м. Принимая жесткость пород равной $3 \cdot 10^{11}$ дин/см², получим суммарный сейсмический момент, по геологическим данным, в пределах $M_0 = 1,5\text{—}2,4 \cdot 10^{28}$ дин·см, скорее $1,5\text{—}2 \cdot 10^{28}$ дин·см. Эта величина превышает определенную по сейсмическим записям предварительно: $1,1 \cdot 10^{28}$ дин·см (Шебалин, Борисов [10]; Ч. Эстербрук, см. [14]), но согласуется с более поздними определениями сейсмологов: $1,7 \cdot 10^{28}$ дин·см (Х. Канамори, см. [14]) и $\sim 2 \cdot 10^{28}$ дин·см [12].

Указанные величины площади разрыва, подвижки по нему и соответственно сейсмического момента находятся в рамках мировых зависимостей для землетрясений с $M \approx 7$, что снимает имевшиеся у первых исследователей этого землетрясения вопросы и недоумения [11, 12, 17].

Один из основных выводов сейсмостектонического характера состоит в следующем. Землетрясение было генерировано деформациями и напряжениями в зоне Памбак-Севанского близширотного разлома глубокого заложения (взбросо-сдвига) в процессе субмеридионального сжатия и, вероятно, пододвигания Памбакского синклиория к северу под Памбакский антиклинорий. Однако эти напряжения реализовались в виде вспарывания не самого главного разлома, а системы известных оперяющих второстепенных разрывов северо-западного простирания, так что несколько таких кулисных разрывов соединились в очаге в единый косоступенчатый разрыв, который вышел на поверхность и, разрастаясь, продолжал «работать» в афтершоковый период. Общий объем активного участка земной коры Севано-Памбакского разлома составил около 4 тыс. км².

Подробное и комплексное, на значительно более высоком, чем практиковалось в СССР, уровне изучение Спитакского землетрясения как процесса сейсмостектонического дает возможность установить ряд принципиально новых положений или подтвердить разумные предположения.

1. Сильное землетрясение, воспринимаемое по последствиям как единое событие, может быть мультиплетным с близким по времени вспарыванием разных разрывов (системы разрывов) и различными механизмами даже при одной, простой или сложной, очаговой плоскости.

2. Результирующий очаговый разрыв, в том числе выходящий на поверхность, может состоять из нескольких параллельных (кулисных) ранее развивавшихся самостоятельно разрывов.

3. В процессе развития очага землетрясения может происходить последовательная активизация и сейсмическое возбуждение разных разрывов одной тектонической системы (или других — по краям).

4. Воздействие динамического поля (зонального поля напряжений) на крупный главный разлом способно не просто активизировать опережающие сопряженные разрывы более мелкого порядка, но и породить — подвижками именно по ним — главные высокомагнитудные землетрясения.

5. В этих условиях особое значение приобретает заключение сейсмологов [11] о времени начала вспарывания в верхней части очага и распространения его (в течение 20 с) в глубь земной коры, судя по положению инструментально определенного эпицентра, до главного регионального разлома. Здесь, по-видимому, тот случай, когда несовпадение инструментального и макросейсмически определенного эпицентра обусловлено крутым наклоном плоскости сместителя. В геодинамических терминах речь идет о поддвиговой подвижке (юго-западного блока под северо-восточный) при первом основном и праводвиговой подвижке при втором основном толчках.

Установленные главные сеймотектонические подвижки, развитие афтершокового процесса и данные о современных движениях земной коры в эпицентральной области [10] вполне объяснимы региональным и близкогоризонтальным господствующим сжатием в зоне коллизии Евразийской и Аравийской плит.

Как показано выше, рассматриваемое землетрясение оказалось неординарным по сеймотектоническим и ряду других характеристик, по возможности их установления и согласованности параметров, реконструируемых различными независимыми способами и разными группами исследователей (см. табл. 3).

Автор искренне благодарит коллег С. С. Арефьева, Б. А. Борисова, И. Д. Воробца, А. А. Годзиковскую, А. С. Караханяна и Ю. М. Тейтельбаума за предоставление отдельных материалов и полезные обсуждения, С. С. Арефьева и А. С. Караханяна также за содействие в проведении полевых исследований и сотрудничество.

Список литературы

1. Агаронян В. Ж., Данилова М. А., Юнга С. Л. Изучение фокальных механизмов главного толчка и афтершоков Спитакского землетрясения//Международный семинар «Спитак-88». 23—26 мая 1989. Тезисы докладов. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1989. С. 10.
2. Габриелян А. А., Саркисян О. А., Симолян Г. П. Сеймотектоника Армянской ССР. Ереван: Изд-во Ереванского университета, 1981. 284 с.
3. Караханян А. С. Результаты аэрокосмического изучения эпицентральной зоны Спитакского землетрясения 1988 г. Международный семинар «Спитак-88». 23—26 мая 1989. Тезисы докладов. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1989. С. 21—22.
4. Милановский Е. Е. Новейшая тектоника Кавказа. М.: Недра, 1968. 484 с.
5. Милановский Е. Е. Геологическое строение района катастрофического Спитакского землетрясения в Северной Армении и тектонические условия его возникновения//Геотектоника. 1990. № 1. С. 3—13.
6. Мкртчян К. А. К характеристике послевюрмских тектонических движений р. Памбак//Вопросы геологии и гидрогеологии Армянской ССР. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1956. С. 65—73.
7. Никонов А. А., Воробец И. Д., Караханян А. С., Тейтельбаум Ю. М. Разрывы на поверхности и в очаге Спитакского землетрясения 7.XII.1988 (по геоморфологическим, геологическим, геодезическим и сейсмологическим данным)//Симпозиум «Геодезия и сейсмология». Ереван: Изд-во АН АрмССР, октябрь 1989. Тезисы докладов. С. 133.
8. Никонов А. А., Караханян А. С. Активные разрывы эпицентральной области Спитакского землетрясения 7.XII.1988 г. в Северной Армении//Активные разломы: ме-

- годы изучения, морфология, кинематика, геодинамика. Ч. 1. Москва — Иркутск. 1989. С. 20—22.
9. *Расцветаев Л. М.* Сдвиги и альпийская геодинамика Кавказа//Геодинамика Кавказа. М.: Наука, 1989. С. 106—113.
 10. *Тейтельбаум Ю. М., Никонов А. А., Годзиковская А. А., Гедакян Э. Г.* Афтершоки и разрывы в очаге Спитакского землетрясения 7.XII.1988 г. (предварительный анализ)//Изв. АН СССР. Физика Земли. 1990 (в печати).
 11. *Шебалин Н. В., Борисов Б. А.* Спитакское землетрясение//Природа. 1989. № 4. С. 69—72.
 12. *Cisternas A., Philip H., Bousquet J. C. et al.* The Spitak (Armenia) earthquake of December 7, 1988: field observations, seismology and tectonics//Nature. 1989. V. 339. N 6227. P. 675—679.
 13. *Cisternas A., Philip H.* Spitak, décembre 1988: les seismologues français témoignent//La recherche. 1989. N 210. V. 20. P. 670—675.
 14. *Filson J.* Tectonic and seismic setting for the main shock of December 7, 1988//Results and data from seismologic and geologic studies following earthquakes of December 7, 1988, near Spitak, Armenia SSR/Ed. R. D. Borchardt. 1989. V. 1. Openfile Report 89—163A. P. 11—15.
 15. *Kadinsky-Cade K., Barka A. A., Toksöz M. N.* Sorce characteristics and seismotectonic setting of the December 7, 1988, Ms-6.8 Armenian earthquake//The 25-th General Assembly of IASPEI. Abstracts. August 21 — September 1, 1989. Istanbul, Turkey, 1989. P. 204.
 16. *Karakhanyan A. S., Nikonov A. A.* Active faults in the epicentral area of the December 7, 1988, M-7, Spitak earthquake in Northern Armenia//The 25-th General Assembly of IASPEI. Abstracts. August 21 — September 1, 1989. Istanbul, Turkey, 1989. P. 15—23.
 17. *Sharp R. V.* Surface faulting associated with the 7 December, 1988 Armenian SSR earthquake: a preliminary view//Results and data from seismologic and geologic studies following earthquakes of December 7, 1988, near Spitak, Armenia SSR/Ed. R. D. Borchardt, 1989. V. 1. Open-file Report 89-163A. P. 21—35.

Институт физики Земли АН СССР,
Москва, 123810

Поступила в редакцию
17.VII.1989

УДК 552.31 : 551.24 (571.6+73)

© 1990 г.

П Е Й В Е А. А.

ОФИОЛИТЫ СЕВЕРА ТИХООКЕАНСКОГО ПОЯСА

Кратко рассматривается геологическое строение наиболее крупных офиолитовых комплексов Корякского нагорья, Аляски и Калифорнии (США). Проводятся сопоставления основных этапов их формирования и выведения в пределы континентальных окраин. Из приводимых данных видно, что, несмотря на разнообразие и значительную пространственную разобщенность сравниваемых офиолитов, можно установить закономерности в формировании и эволюции океанической коры по всей Северной Пацифике.

Тихоокеанская окраина является уникальным объектом для изучения последовательного наращивания континентальной коры за счет океанической. Это сложный и многообразный процесс приращения океанических и островодужных структур или террейнов к Евразийскому и Американскому континентам, наиболее ярко проявленный в мезозое и кайнозое. Ключевую роль в познании этих явлений несомненно играет изучение офиолитовых комплексов, широко представленных как в структурах Северо-Востока СССР, так и на Аляске и на тихоокеанском побережье США.

ОФИОЛИТЫ КОРЯКСКОГО НАГОРЬЯ

В Корякском нагорье с северо-запада на юго-восток выделяются следующие тектонические зоны: Таловско-Майнская, Алганско-Майницкая, Алякватваамская и Эконайская (рис. 1).

Таловско-Майнская зона образована мощной почти непрерывной морской осадочной, преимущественно терригенной толщей (J_3t_1 — K_2m). В ее пределах встречаются породы офиолитовой ассоциации двух возрастных интервалов: ранний — средний палеозой и поздняя юра (титон) — ранний мел (валанжин). Они слагают протяженные пояса и отдельные фрагменты, повсеместно характеризуюсь аллохтонным залеганием в современной структуре [1, 2]. В Ганычаланском поясе вскрываются породы кумулятивного комплекса, массивные габброиды, силлово-дайковый комплекс, подушечные базальты, кремнистые породы и известняки с бореальной фауной. Возраст вулканогенной части разреза определяется как ордовик [2]. Севернее, в Усть-Бельских горах, верхняя часть почти полного офиолитового разреза, разбитого на ряд тектонических пластин, датируется ранним девоном. Позднеюрско-раннемеловые офиолиты известны в Кулюском поясе [1, 2]. В основном это базальты и яшмы. Из-за сильной тектонизации офиолитовых разрезов и отсутствия возрастных датировок плутонических пород не всегда можно определить, к какой по возрасту вулканогенно-осадочной части разреза они относятся.

В палеотектоническом плане Таловско-Майнская зона рассматривается как коллизионная структура, располагавшаяся к востоку от Удско-Мургальской (P_2 — K_1g) островной дуги [1].

Алганско-Майницкая зона сложена вулканогенно-кремнисто-грауваковыми сериями поздней юры — позднего мела (турона). Мантийные гипербазиты и массивные габброиды встречаются в виде блоков в многочисленных серпентинитовых меланжах или в виде отдельных тектонических останцов на вулканогенно-осадочных породах. Породы дайкового и полосчатого комплексов развиты эпизодически. В меланжах имеются отдельные блоки позднепалеозойско-триасовых офиолитов [2, 3]. Алганско-Майницкая зона интерпретируется как междуговой бассейн, возник-

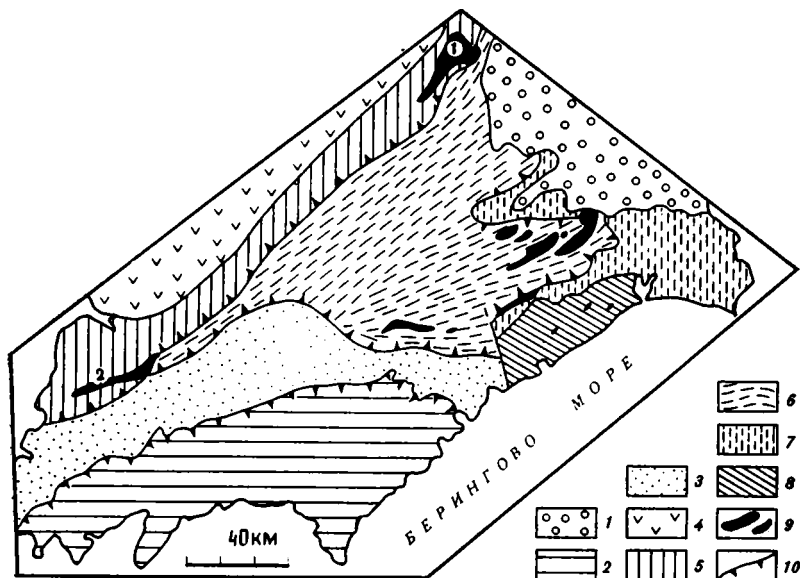


Рис. 1. Схема тектонической зональности Корьякского нагорья
 1 — четвертичные отложения; 2—8 — структурно-формационные зоны: 2 — Олюторская, 3 — Укэлаятская, 4 — Удско-Мургалская, 5 — Таловско-Майнская, 6 — Алганско-Майническая, 7 — Аькатваамская, 8 — Эконайская; 9 — наиболее крупные офиолитовые массивы (1 — Усть-Бельский массив, 2 — Ганычаланский и Кукульский офиолитовые пояса); 10 — тектонические границы зон

ший в конце поздней юры в результате растяжения ранее существовавшей верхнепалеозойско-триасовой коры [2].

В *Аькатваамской зоне*, сложенной туфотерригенной толщей поздней юры — палеоцена, имеются только отдельные маломощные серпентинитовые меланжи, сформировавшиеся, по-видимому, также в междуговом бассейне.

Эконайская зона — это несколько разновозрастных (Pz_3 — Т и J_3 — К) сложно дислоцированных покровных пластин, сложенных вулканогенно-кремнистыми и терригенными отложениями. Офиолиты представлены разобщенными пластинами и блоками ультрабазитов, полосчатых габброидов, диабазов, плагногранитов, надстраиваемых базальтами и кремнями позднего палеозоя — триаса [2, 3]. В последних имеются линзы и блоки известняков с каменноугольно-пермской тетической фауной. Эконайская зона в позднем палеозое — раннем мезозое представляла собой область сочетания разнородных океанических и островодужных структур, которая была дислоцирована в ранней — средней юре.

ОФИОЛИТЫ АЛЯСКИ

Офиолиты Северо-Западной и Центральной Аляски распространены наиболее широко в поясе Юкон — Коюкук и в обрамляющих его с севера и юго-востока хр. Брукс и поднятии Руби (рис. 2). В западной части хр. Брукс известны отдельные крупные реликты тектонических пластин, протягивающиеся от Чукотского моря до гор Синиктаньяк на расстояние более 300 км. Все они представляют собой останцы, видимо, единого аллохтонного комплекса, корневая зона которого проходит по северному краю бассейна Юкон — Коюкук. Автохтоном является система из нескольких тектонических пластин (собственно хр. Брукс), сложенных терригенными отложениями, известняками, кремнями (С — Т), которые накапливались в пределах южной, пассивной окраины Северо-Американского континента [24]. Офиолитовые покровы хр. Брукс и Юкон — Коюкук не имеют принципиальных различий в строении, поэтому мы рассмотрим только пояс Юкон — Коюкук. Он протягивается вдоль северного

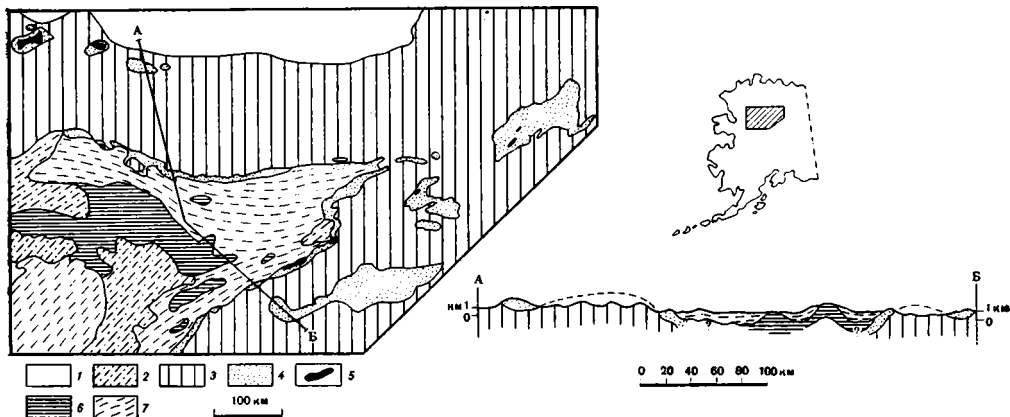


Рис. 2. Геологическая схема Северной — Центральной Аляски [24, 25]

1 — флиш и моласса бассейна Колвилл (К); 2 — вулканиты и рыхлые отложения (КЗ); 3 — провинция Брукс и Руби (РЕ и РЗ₁); 4—5 — провинция Ангаючам: 4 — вулканогенно-кремнистые отложения (D—J₁), 5 — ультрабазиты, габброиды (J₁₋₂?); 6 — островодужная вулканогенная ассоциация Коюкук (J₃—K_{1a}); 7 — терригенная моласса (K_{1a1}—K₂)

и юго-восточного краев одноименного бассейна и в последнее время чаще упоминается как тектоническая провинция (зона) Ангаючам [5, 24].

Провинция включает три пакета тектонических пластин. Нижний пакет — Слейт Крик — сложен в основном филлитами и метаграувакками с небольшим количеством карбонатных пород и базальтов. По текстурным особенностям большая часть пород представляет собой глубоководные турбидиты, сформированные при сносе континентального обломочного материала [18, 24]. Их возраст, судя по остаткам флоры, конодонтами и радиоляриям, — ранний девон — ранняя юра, хотя включение в пределах провинции каменноугольно-нижнеюрских пород (в основном кремний) спорно. Скорее всего они затерты сюда тектоническим путем из вышележащего покровного комплекса [24].

Средний пакет — Нарвак — распространен наиболее широко и сложен многочисленными маломощными тектоническими пластинами диабазов, подушечных базальтов, основных туфов и брекчий, известняков [24]. Породы метаморфизованы в пренит-пумпеллитовой фации. В подошве пакета, особенно там, где отсутствуют породы нижнего пакета, метаморфизм достигает зеленосланцевой, а местами и фации голубых сланцев. В кремнистых породах определены радиолярии девона — ранней юры. Кроме того, имеется макрофауна девонско-пермского возраста, заключенная в основном в известняках [18].

Наиболее детально породы пакета Нарвак изучены в горах Ангаючам. Здесь установлена закономерная последовательность крутопадающих к югу пластин, надвинутых на палеозойские метаморфические сланцы хр. Брукс [20]. Нижняя аллохтонная пластина представляет собой автокластический меланж, состоящий из тектонических блоков размером от первых метров до километра, в различной степени метаморфизованных — от пренитовой до зеленосланцевой фации — базальтов, кремней, известняков, граувак как палеозойского, так и мезозойского возраста. Форма блоков линзовидная. Незначительный объем матрикса представлен раздробленным материалом более крупных блоков. Полностью отсутствует серпентинитовый материал. Иногда прослеживается несколько блоков одинакового состава, находящихся на одном простирании. Достоверная первичная приуроченность блоков в меланже не вполне выяснена. Так, базальты и кремнистые породы скорее всего относятся ко второй, вышележащей пластине, а вот часть граувак в зависимости от степени метаморфизма коррелируется со сланцами автохтона, другая — с песчаниками мелового комплекса самой верхней аллохтонной пластины [20, 21].

Вторая пластина сложена собственно палеозойскими сильнотектонизированными подушечными базальтами, гналокластитовой брекчией, диабазами, микрогаббро [21]. Присутствуют также слоистые кремни и известняки. Кроме того, имеются тектонические блоки триасовых базальтов в верхней части пластины. Нижняя часть пластины переходит постепенно в автокластический меланж. Возраст пород устанавливается как силурийско-пермский на основании находок макрофауны, конодонтов и радиолярий. В то же время часть среднепалеозойских конодонтов перетолженная, так что наиболее достоверным считается интервал девон — пермь [21].

Третья надвиговая пластина включает аналогичный набор пород (за исключением известняков) и отличается от нижележащей палеозойской и вышележащей юрской по внешнему облику пород, характеру метаморфизма и по химическому составу базальтов. Возраст пород устанавливается как триасовый на основании определенных радиолярий [21].

Четвертая пластина — юрская — состоит из основных туфов, радиоляритов, диабазов, базальтов. Последние отличаются от триасовых по наличию титанавгита и по особенностям геохимии. Возраст пород определяется не точнее юры [21]. Все четыре пластины крутопадающие (60—70°).

Самая верхняя пластина — меловая, надвинута на нижележащие по положению (20—30°) надвигу. Нижняя ее часть — это вулканогенно-осадочная брекчия, содержащая обломки базальтов и кремней из нижележащих пластин. Вверх по разрезу появляются кварц-содержащие конгломераты, граувакки и глинистые сланцы. Судя по фаунистическим и радиометрическим определениям, возраст толщи не древнее альба [21].

Базальты второй — четвертой пластин являются в большей части гиперстен нормативными оливиновыми толеитами. Некоторые могут быть отнесены к субщелочным разностям. Отличия в распределении редкоземельных элементов позволяют уверенно отличать разновозрастные (пермско-юрские) базальты. Распределение рассеянных элементов, а также Ti, Zr, Y практически исключает возможность их образования в островодужных структурах [5, 20]. Скорее всего они формировались в пределах океанического плато или подводных гор. На это же указывает и литологический состав триасовых отложений, накапливавшихся в относительно мелководных, но удаленных от областей континентального сноса условиях. Повышенная мощность (~8 км) пакета Нарвак, низкая степень метаморфизма базальтов и отсутствие габброидов и ультрабазитов в составе покровных пластин указывает на то, что плоскость основного срыва при надвигообразовании не проникала глубже пород второго слоя. Время надвигообразования устанавливается в интервале поздняя юра — апт. До недавнего времени породы пакета Нарвак, закономерно рассматриваемые как верхние части офиолитовой ассоциации, связывались с расположенными структурно выше ультрабазит-габбровыми пластинами пакета Канути [25]. Однако последние исследования показали разницу в возрасте этих ассоциаций. Возраст покровов Нарвак, как это было рассмотрено ранее, находится в интервале девон — юра, а покровы Канути, видимо, не древнее юры. Таким образом, покровы Канути не могут быть нижними частями вулканогенно-кремнистых пластин Нарвак [23, 24].

Верхний пакет — Канути — включает ультраосновные метаморфические мантийные гипербазиты и кумулятивный гипербазит-габбровый комплекс. Общее падение пластин Канути — западное или южное (в сторону бассейна Юкон — Коюкук), углы падения 15—30°. В ряде мест наблюдается смятие покрова в сложные складки. Наиболее детально пакет Канути изучен Р. Лони и Г. Химмелбергом [17]. Мантийная ассоциация включает гарцбургиты и дуниты. В кумулятивной ассоциации преобладают габброиды, которые встречаются равновероятно в любой части кумулятивного комплекса, в том числе и в непосредственном контакте с мантийными ультрабазитами. Среди габброидов выделяются нормальные габбро, оливиновые габбро, габбро-нориты, роговообманковые габ-

бро. Из их особенностей можно отметить высокое модальное содержание магнетита и соответственно высокую железистость, что в целом не типично для кумулятивных габброидов офиолитовых ассоциаций. Ультрабазитовые прослои представлены верлитами, клинопироксенами, дунитами. Их мощность составляет от 1 м до нескольких сотен метров. Это, а также то, что не отмечается каких-либо закономерностей в изменении химизма минералов по разрезу, свидетельствует об отсутствии генетической связи между основными и ультраосновными кумулятами, несмотря на видимую расслоенность. Радиометрический возраст габброидов — ранняя юра [17, 23].

Среди покровов Канути отсутствуют породы дайкового и вышележащего вулканогенно-осадочного комплексов, поэтому говорить о его палеотектонической природе затруднительно. Высокое содержание в габброидах ортопироксена, кумулятивной роговой обманки и магнетита сближает их с офиолитовыми ассоциациями, рассматриваемыми как островодужные. В то же время в пироксенах мантийных перидотитов Канути существенно повышено содержание Al_2O_3 , а в хромшпинелидах — глиноземистость, что не характерно для островодужных ассоциаций. По мнению Р. Лони и Г. Химмелберга [17], офиолиты Канути могли образоваться в оси спрединга поблизости от островной дуги. Судя по радиометрическим возрастам амфиболитов в подошве покровов, надвижение пакета Канути на пакет Нарвак имело место в средней — поздней юре, до надвижения последнего в поздней юре — апте на континентальную окраину [17].

На все рассмотренные покровные пакеты тектонически налегает островодужная ассоциация базальт-андезитового состава позднеюрско-ранне мелового возраста, выполняющая к югу и западу обширный бассейн Юкон — Коюкук. В низах разреза этой ассоциации имеются тоналит-трондьемитовые плутоны, перекрытые мощной толщей морской вулканокластики и потомками базальтов — дацитов ($J_3 - K_1v$). В ряде мест отмечаются вулканогенные породы и более молодого возраста ($K_1g - a$). Как правило, они характеризуются шошонитовым составом с высоким содержанием щелочей [24]. Эта островодужная ассоциация перекрыта неоавтохтонной терригенной молассой — продуктами размыва обрамлявших бассейн Юкон — Коюкук поднятий, которые накапливались с альба вплоть до палеогена [7, 22].

История формирования структур Центральной Аляски представляется следующим образом. С девона по раннюю юру к югу от Северо-Американской окраины существовал бассейн, океаническая кора которого в поздней юре — апте была частично выжата в пределы континентальной окраины в виде пакетов пластин Слейт Крик, Нарвак и Канути. Этот процесс сопровождался накоплением островодужных серий ($J_3 - K_1a$) в пределах внутриокеанической островной дуги. Для рубежа апт — альб характерна перестройка тектонического режима с переходом к накоплению моласс. В современном виде структуры сформировались в кампане — маастрихте, когда произошло широтное сжатие всей территории Центральной Аляски, связанное с сближением Евразийского и Северо-Американского континентов.

Офиолиты береговых хребтов Аляски представляют собой узкий пояс раздробленных и структурно разобщенных пород, в составе которых имеются и офиолиты. Пояс протягивается от о-ва Кадьяк на западе до о-ва Баранова на юго-востоке (рис. 3). Он включает ассоциацию Мак-Хью и ее аналоги, известные под другими названиями, а также вышележащие останцы тектонических пластин ультрабазит-габбрового состава. Весь этот комплекс надвинут на терригенную ассоциацию Валдиз маастрихтского возраста, а на севере уходит под островодужные вулканогенные комплексы провинции Пенинсюла ранне- и среднеюрского возраста [12, 26]. Комплексы Мак-Хью и Валдиз объединены в провинцию Чугач.

Комплекс Мак-Хью представляет собой мегабрекцию или меланж, в котором более твердые породы различной формы, размера и состава находятся в раздробленном матриксе. Возможно, здесь имеются и пер-

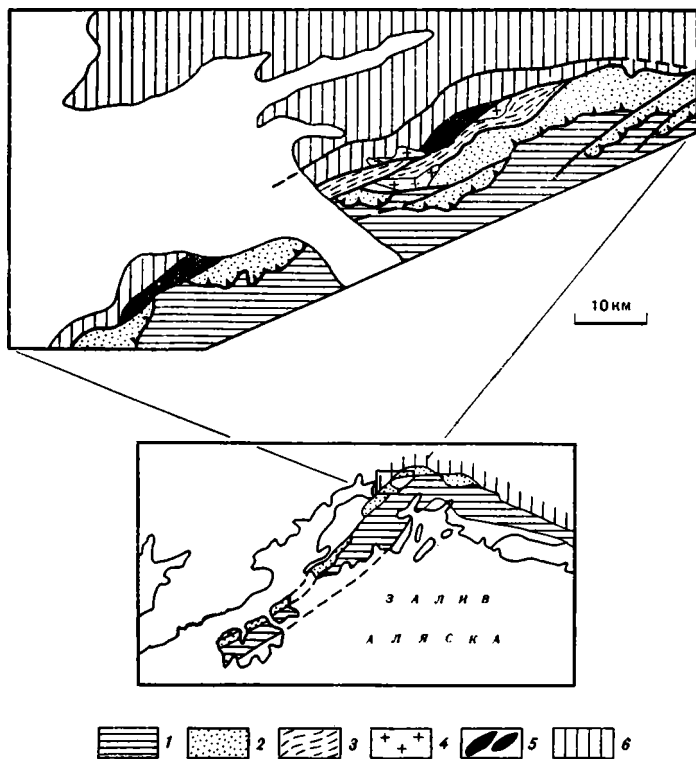


Рис. 3. Геологическая схема Юго-Западной Аляски [27, 30]
 1 — ассоциация Валдиз (K_2m); 2 — меланжевый комплекс Мак-Хью ($J_3 - K_2?$); 3 — основные метаморфические сланцы; 4 — тоналиты и трондземиты (K_1); 5 — ультрабазиты, габброиды; 6 — островодужная ассоциация провинции Пенинсюла (J_{1-2})

вично олистостромовые горизонты. Состав пород: песчаники, конгломераты, алевролиты, известняки, шаровые базальты, кремни, туфы, гранодиориты, тоналиты, габброиды, гипербазиты, зеленые и голубые сланцы, амфиболиты. Большинство пород метаморфизовано в пренит-пумпеллеитовой фации. Из кремнистых пород определены радиолиты поздней юры — валанжина и апта — сеномана, а из округлых обломков известняков — фузулиниды позднего палеозоя — триаса [11, 30].

По всей видимости, тектоническая провинция Чугач представляла собой бассейн с океанической корой, в котором пелагическое осадконакопление сменилось обильным поступлением обломочного материала с размываемых более древних островодужных комплексов. Одним из источников сноса явилась размываемая островная дуга Пенинсюла [19].

Габбро-ультрабазитовый комплекс, находящийся структурно между породами провинций Пенинсюла и Чугач, до недавнего времени рассматривался как часть последней. Однако недавние исследования свидетельствуют, что они более тесно связаны с провинцией Пенинсюла [9, 26]. Это обычно изолированные останцы тектонических пластин, включающие в основном кумулятивную ассоциацию дунитов, верлитов, клинопироксенитов и габброидов, прорванные тоналитами и кварцевыми диоритами [9]. Хромшпинелиды ультрабазитов высокохромистые, что характерно для офиолитовых комплексов, рассматриваемых как островодужные.

ОФИОЛИТЫ ЗАПАДНОЙ КАЛИФОРНИИ

Офиолиты гор Кламат обнажаются в виде дугообразных поясов, закономерно омолаживаясь в западном направлении. С востока на запад это — Восточный пояс, включающий ультрабазиты и габброиды Тринити и вулканогенно-осадочные формации Дизель, Балаклала и др.; Цент-

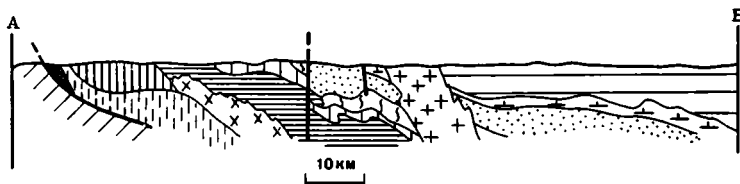
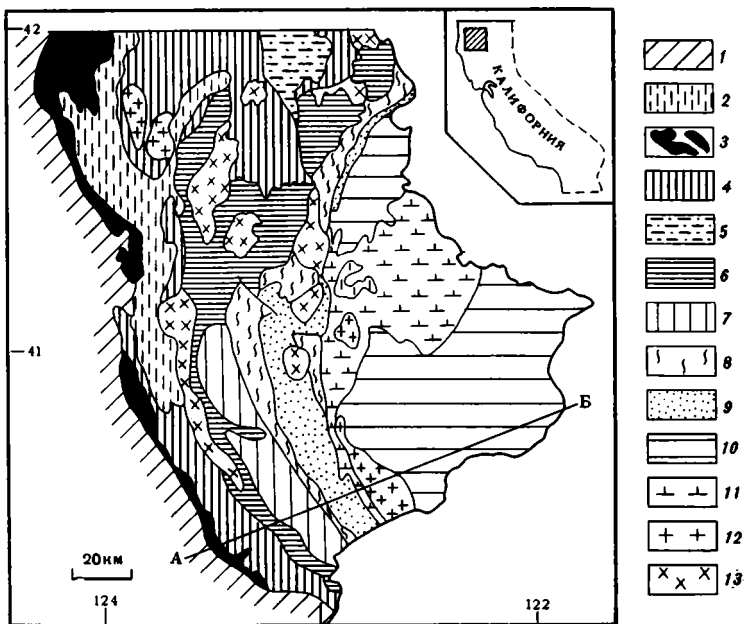


Рис. 4. Геологическая схема района гор Кламаг [15]
 1 — Францисканский комплекс; 2—3 — Западный юрский пояс: 2 — формация Галис, 3 — офиолиты Джозефин; 4—8 — Палеозойско-триасовый пояс: 4 — Ратлснейк Крик (Т—J₁), 5 — сланцы Кондри Маунтин, 6 — Западный Хайфорк (J₂), 7 — Восточный Хайфорк, 8 — Норск Фок — Форт Джонс (Р—J₁); 9 — Центральный метаморфический пояс; 10—11 — Восточный пояс: 10 — островодужные ассоциации Газель, Копли и др. (О—J₂), 11 — офиолиты Тринити; 12—13 — гранитные интрузии: 12 — позднеюрско-раннемелового возраста, 13 — среднеюрского возраста

ральный метаморфический пояс; Палеозойско-триасовый пояс, подразделяемый на провинции или тектонические зоны: Норс Фок, Восточный и Западный Хайфорк и Ратлснейк Крик; Западный юрский пояс (рис. 4) [5, 10].

Офиолиты Тринити представляют собой крупный массив шириной до 50 км, сложенный ультрабазитами и габбро. Они подстилают все палеозойские и более молодые отложения к востоку. Среди ультрабазитов, достигающих мощности 8 км, преобладают гарцбургиты и лерцолиты — 60—70%, плагиоклазовые лерцолиты составляют 15—20%, дуниты — 15—20%, габбро и дайки клинопироксенитов — 1—2% [28]. Габброиды встречаются в виде изометричных тел в пределах развития ультрабазитов. Их нижний контакт — расслоенная дунит-верлит-габбровая серия. Верхний — явно дискордантный, рвущий. Серия диабазовых даек прорывает верхнюю часть габброидов и сменяется подушечными толеитовыми базальтами островодужной природы [8]. Изотопный (¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd) состав базальтов, плагиогранитов и габброидов свидетельствует о геохимическом и возрастном родстве этих пород. В то же время их изотопные соотношения существенно отличаются от изотопных соотношений перидотитов Тринити. Радиометрические возрастные датировки габброидов соответствуют кембрию — ордовику [8].

Из особенностей офиолитов Тринити, выделяющих их из разряда «стандартных», в первую очередь можно отметить слабую степень деплетированности мантийных гарцбургитов и лерцолитов при значительном количественном преобладании последних, большой объем роговообманковых габброидов, прорывающих мантийные ультрабазиты. Среди ультрабазитов и габброидов имеются изолированные выходы подушечных базальтов, имеющих краевоморскую геохимическую специфику [8]. На востоке офиолиты Тринити перекрыты мощной почти непрерывной островодужной толщей ордовик-среднеюрского возраста, состоящей из основных — средних лав, риолитов, высокомагневых андезитов, кварцевых кератофиров формаций Копли, Балаклала и др. Таким образом, ультрабазиты явились тем основанием, на котором была заложена девонская островная дуга.

Офиолиты Тринити на западе надвинуты на роговообманково-эпидотальбитовые и кварц-слюдяные сланцы Центрального метаморфического пояса мощностью в несколько километров. Возраст метаморфизма 380—400 млн. лет [10].

Далее к западу обнажается ряд тектонических провинций, входящих в состав Палеозойско-триасового пояса. Это Норс Фок, Восточный и Западный Хайфорк и Ратлсней Крик [5, 10]. Они выделяются наиболее достоверно в южной части гор Кламат. Существуют схемы и более дробного деления пояса, но они не вносят принципиальных изменений и нами рассматриваться не будут.

Норс Фок включает тектонически разобщенные офиолиты — ультрабазиты, габбро, диабазы, подушечные базальты и радиолариты (в основном вдоль западного края зоны) — и надстраиваются к востоку кремнистыми туфами, кремнями, основными вулканитами, линзами и прослоями известняков, филлитов и местами конгломератами. Ширина пояса 2—10 км, а протяженность около 100 км [5]. В его центральной части обнаруживаются габброиды, а на западном и восточном флангах — диабазы. Подушечные базальты расположены структурно выше и отделяются от нижележащих пород поверхностью тектонического срыва, местами с серпентинитовым материалом. По составу они отвечают базальтам океанических поднятий. Пластина мантийных гарцбургитов в ряде мест структурно расслаивает базальты и кремни. Практически полностью отсутствуют породы кумулятивного комплекса [4].

Возраст кремнистых пород по радиолариям и конодонтам в восточной части пермь — ранняя юра, на западе — в основном триас. В вертикальном сечении наблюдается неоднократное повторение тонких тектонических пластин с одним и тем же возрастным диапазоном. В общей структуре провинции Норс Фок представляет собой запрокинутую к западу антиформу. В этой провинции отсутствует островодужный материал, а терригенный появляется только в юрских отложениях. Основные деформации провинции Норс Фок имели место в средней и в начале поздней юры.

Провинция восточный Хайфорк — это хаотическая ассоциация базальтов, филлитов, кремней, песчаников, практически аналогичная по составу и возрасту провинции Ратлснейк Крик и может рассматриваться как продолжение западного подвернутого крыла антиформы [31].

Провинция Западный Хайфорк сложена в основном вулканогенно-обломочными породами, включая вулканические брекчии, литокристаллокластические туфы, аргиллиты. Вулканокластика в основном базальтового и андезито-базальтового состава. В верхней части разреза преобладает переотложенный вулканогенно-обломочный материал. Радиометрический возраст роговых обманок из кластического материала — средняя юра [32]. Состав и характер обломков указывают на их непосредственную связь с островодужным вулканизмом.

Провинция Ратлснейк Крик (Марбл Маунтин) — это сильно тектонизированная ассоциация (меланж) серпентинитовых перидотитов, габбро, основных вулканитов, филлитов, песчаников, разновозрастных кремней и известняков практически без матрикса между притертыми блока-

ми [13]. По химическому составу вулканические породы наиболее близки внутриплитным базальтам и базальтам срединно-океанических хребтов [13]. Расслоенные габбро и дайковый комплекс в этой провинции неизвестны.

Возраст кремнистых пород триас—ранняя юра. В известняках имеются фораминиферы позднего палеозоя — триаса. Видимо, тектонизация и скучивание провинции Ратлснейк Крик произошли до сочленения со структурами провинции Хайфорк (в конце триаса — начале ранней юры). Метаморфизм зеленосланцевой и амфиболитовой фаций произошел позднее, в средней юре [13]. Он был наложен на все провинции Палеозойско-триасового пояса, но проявился неравномерно. Степень метаморфизма в целом падает в северном и западном направлениях.

На западе Палеозойско-триасовый пояс надвинут на структуры Западного юрского пояса, в нижней части которого имеется хорошо развитая офиолитовая ассоциация Джозефин. Основание Джозефин — это мантийные гарцбургиты и дуниты, места прорванные ортопироксеновыми и габбровыми дайками. Контакт с вышележащими магматическими породами тектонический. Кумулятивная серия состоит из верлитов, клинопироксенитов, габбро с подчиненным количеством ортопироксенитов и лерцолитов. Мощность около 1 км. Выше проявляются массивные габбро и диориты. Здесь также имеются тела плагиогранитов и отдельные диабазовые дайки, количество которых резко возрастает вверх по разрезу, образуя «дайковый комплекс». Возраст плагиогранитов 157 млн. лет [14]. Дайковый комплекс резко сменяется подушечными лавами мощностью 400 м. Степень метаморфизма возрастает вниз по разрезу от пренит-пумпеллиитовой до амфиболитовой [29].

Таким образом, Джозефин — это наиболее полный офиолитовый разрез северной Калифорнии, образовавшийся в условиях нормального спрединга. На базальтах лежат гемипелагические кремни, аргиллиты, черные сланцы, сменяющиеся вверх по разрезу мощной флишевой толщей алевролитов, граувакк и реже конгломератов. Возраст нижней части осадочного разреза келловей-оксфордский (по радиоляриям в кремнях). Источником обломочного материала служила островная дуга Западный Хайфорк, а затем, кроме того, размывавшееся поднятие, в пределах которого имелись выходы верхнепалеозойско-триасовых офиолитов. Состав лав и даек офиолитового комплекса промежуточный между островодужными и срединно-океаническими [14]. Все эти особенности свидетельствуют о том, что офиолиты Джозефин образовались в краевом или междуговом бассейне. В южной части Западного юрского пояса на границе с францисканским комплексом в серпентинитовом меланже имеются блоки пород провинции Ратлснейк Крик, которые, видимо, являются фрагментом коры, отодвинутым в сторону океана в ходе раскрытия бассейна Джозефин [33].

Офиолиты Береговых хребтов Калифорнии протягиваются узкой полосой между породами францисканского комплекса и комплексом Большой долины, подстилая последний. Наблюдаются существенные различия в их строении в северной части Береговых хребтов (район Элдер Крик) и в южной части (хр. Дьябло) [16]. В районе Элдер Крик они представлены серпентинитовым меланжем, выше которого идет кумулятивный габбро-гипербазитовый комплекс, сменяющийся массивными габброидами. Выше следуют диабазовые дайки, силлы и потоки подушечных базальтов. Мощность разреза около 500 м. Разрез с размывом перекрыт мощными грубообломочными осадочными брекчиями базальтов, габбро, плагиогранитов, перидотитов, которые состоят из обломков низележащих офиолитов различной степени окатанности. Эти брекчии интерпретируются как талус, накапливавшийся вдоль подводных разломных эскарпов. Местами они переслаиваются с туфами, кремнями, а вверх по разрезу сменяются аргиллитами комплекса Большой долины [16].

Возраст габброидов из офиолитов равен 163—165 млн. лет. Возраст осадочной брекчии определяется как киммеридж — ранний титон по данным К/Аг-изотопии из диоритовой дайки, секущей офиолиты, но пере-

крытой с размывом осадками Большой долины [16]. Возраст самых нижних слоев Большой долины — поздний титон. В меланже, подстилающем офиолиты, отсутствуют породы францисканского комплекса, зато имеются блоки, очень хорошо коррелируемые с породами формации Галис [6].

В хр. Дьябло офиолитовый разрез начинается с мантийных гипербазитов (в основном гарцбургиты), далее вверх следуют дуниты и верлиты, габбро-нориты, троктолиты, в верхней части — роговообманковые габбро и диориты, плагиогранитные дайки, частично рвущие кумуляты, спилиты и кератофиры. Мощность вулканитов около 2,5 км. Выше идут слоистые туфосодержащие радиоляриевые кремни и вулканокластические песчаники. Местами они также прорваны дайками и силлами диоритов и кварцевых кератофиров. Возраст осадков оксфорд — ранний титон. Вышележащие горизонты разреза Большой долины имеют титонский возраст. Условия образования этих южных офиолитов близки островодужным. Вопрос в отношении северных офиолитов более сложен, так как в районе Элдер Крик островодужный вулканизм практически не проявлен. Для тех и других офиолитов предполагается краевоморская природа.

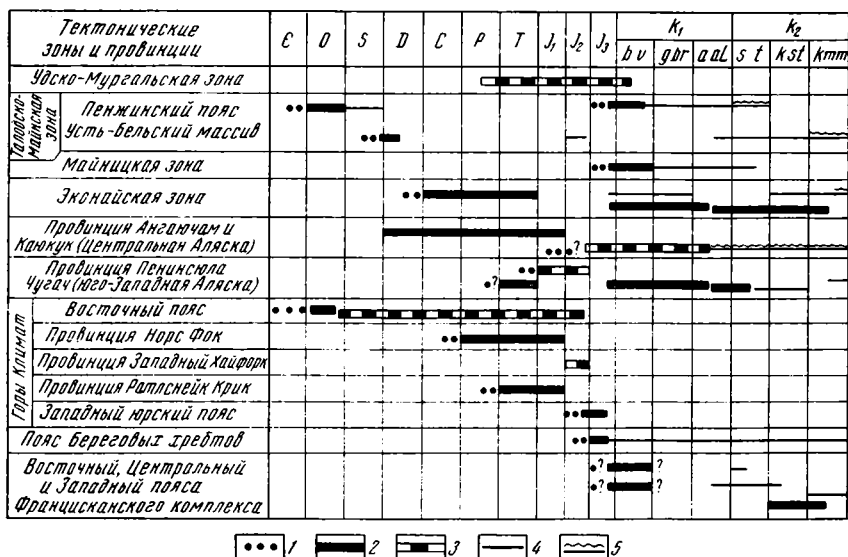
Во францисканском комплексе также имеются фрагменты офиолитовых ассоциаций. В провинции Ёлла Болли Восточного пояса, а также в Центральном поясе есть базальты, кремни, яшмы ($J_3t_1 - K_{1v}$), характерные для вулканогенно-осадочных частей офиолитовых разрезов [6]. В то же время практически полностью отсутствуют габброиды и ультрабазиты. Самые молодые — коньяк-кампанские — базальты, яшмы, кремни известны в Береговой провинции и в ассоциации Поинт Дельгада. По составу они отвечают утолщенным участкам океанической коры с пелагическим осадконакоплением [6].

СОПОСТАВЛЕНИЕ ОФИОЛИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ КОРЯКСКОГО НАГОРЬЯ, АЛЯСКИ И КАЛИФОРНИИ

Задача сопоставления офиолитовых комплексов, удаленных друг от друга на столь большие расстояния, на первый взгляд кажется невыполнимой, так как часто даже затруднительно сопоставить соседние офиолитовые пояса. В то же время наряду с явными различиями имеются черты сходства, которые вряд ли можно считать случайными.

Офиолиты Центральной Аляски (пояс Юкон — Коюкук) можно сопоставить с офиолитами Таловско-Майнской зоны Корякии. Оба эти пояса включают наиболее древние в этих районах офиолиты и протягиваются вдоль окраин Евразийского и Северо-Американского континентов. Они не претерпели значительных горизонтальных перемещений, о чем, в частности, свидетельствуют палеомагнитные данные, а также бореальный характер фауны в известняках. В обоих поясах имеются по две офиолитовых ассоциации — палеозойская и юрско-меловая. В обоих районах отчетливо проявлен этап тектонической перестройки, приходящейся на границу апта и альба (рис. 5). В то же время к существенным различиям можно отнести то, что Таловско-Майнская зона отделялась от континента сперва Удско-Мургальской дугой, а затем Охотско-Чукотским поясом, тогда как пояс Юкон — Коюкук находился непосредственно на краю пассивной континентальной окраины.

Офиолиты Береговых хребтов Аляски, в первую очередь комплекс Мак-Хью провинции Чугач, практически полностью совпадают с наиболее тектонизированными участками Майницкой зоны Корякии как по возрасту вулканогенно-кремнистых пород (в основном титон — валанжин) и известняков (поздний палеозой), так и по характеру тектонизации (местами меланж с терригенным матриксом, пронизанный жилами кальцита и цеолитов). В то же время тектонически перекрывающие провинцию Чугач ультрабазиты и габброиды и вышележащий островодужный комплекс провинции Пенинсюла имеет ранне-, среднеюрский возраст. В Майницкой зоне островодужные породы такого возраста не известны.



●● / ■ 2 ■ 3 — 4 — 5

Рис. 5. Схема корреляции офиолитов севера Тихоокеанского пояса
 1 — ультрабазиты, габброиды; 2 — океанические или краевоморские вулканогенно-кремнистые отложения; 3 — островодужные ассоциации; 4 — в основном терригенные отложения (флиш, моласса и т. д.); 5 — в основном терригенные породы неавтохтона.

В большинстве случаев, кроме особо оговоренных в тексте, возраст ультрабазитов и габброидов неизвестен, и на схеме они показаны условно

Офиолиты Тринити — самые древние из датированных офиолитов севера Тихоокеанского пояса. В них определены габбро кембро-ордовикского возраста. По возрасту и положению в структуре офиолиты Тринити могут быть сопоставлены с таловско-майнскими офиолитами. И те и другие, судя по фаунистическим, палеомагнитным и другим данным, не претерпели значительных горизонтальных перемещений с момента образования.

Палеозойско-триасовый пояс имеет ряд черт, сближающих его с Эконайской зоной Корякии. Это сходство в литологии и возрасте пород — серые кремни преимущественно триасового возраста с линзами и блоками известняков позднего палеозоя, туфотерригенные породы, темные туфосилициты и т. д. Фауна в известняках в обоих районах имеет тетицкий облик, что свидетельствует о значительных горизонтальных перемещениях до приращения к окраинам континентов. Практически полностью совпадает их возрастной диапазон (карбон — триас в Корякии, пермь — ранняя юра в Клямаде). Характерна высокая степень тектонических деформаций, в том числе расчешуивание офиолитового разреза на ряд тонких пластин и дифференцированное их смещение, образование опрокинутых складок, формирование зон милонитизации и многочисленных разрывных нарушений. В целом совпадает также время приращения к континентальным структурам и скучивания океанической коры (ранняя — средняя юра в Эконайской зоне, средняя юра в Палеозойско-триасовом поясе). Из отличий можно отметить большое развитие хрупких деформаций и большую степень метаморфизма — до амфиболитовой фации — в Палеозойско-триасовом поясе, в то время как в Эконайской зоне метаморфизм не выходит за пределы зеленосланцевой.

Офиолиты Западного юрского пояса сближает с майницкими сходная обстановка образования. В обоих районах имело место растяжение ранее сформированной коры с образованием междуговых бассейнов. В Корякии это раскрытие Майницкого бассейна в конце поздней юры, в Клямаде — бассейна Джозефин в начале и середине поздней юры. Различается только время существования данных бассейнов: Джозефин закрылся уже на рубеже юры и мела, а Майницкий существовал до позднего мела. Офиолиты Береговых хребтов (J_{3ox}—ti) и Смартвилл (J₂₋₃) в це-

лом совпадают по возрасту с офиолитами Джозефин. Все они, кроме того, представляли собой островодужные структуры или бассейны, примыкавшие к последним.

Реликты офиолитов в пределах Восточного и Центрального поясов францискана совпадают по возрасту (J_3t_i — K_{1v}) и составу с майническими в Корьякии, а также частично и с поясом Мак-Хью на Аляске. Существенное отличие от корьякских — значительно большая тектонизация и как следствие — фрагментарность.

Самые молодые (K_2k — km) фрагменты океанической коры Береговой провинции аналогичны по составу и возрасту янранайским вулканогенно-кремнистым отложениям, входящим в субавтохтон Эконайской зоны.

ВЫВОДЫ

В пределах севера Тихоокеанского пояса образование офиолитов и становление офиолитовых покровов имело место в очень широком возрастном диапазоне — от раннего палеозоя до позднего мела. Выделяется несколько возрастных этапов формирования океанической коры, хотя в разных регионах начало и конец этих этапов не всегда полностью совпадают.

Самыми древними являются кембро-ордовикские офиолиты Тринити и Понтонейские. Исходя из структурного положения, сюда можно включить также нижнедевонские Усть-Бельские. По всем данным, эти офиолиты не претерпели значительных горизонтальных перемещений относительно древних континентальных окраин.

Следующий этап длился с карбона по раннюю юру (в Корьякии он охватывает карбон — триас, в Кламате — пермь — раннюю юру). Характерно большое сходство между офиолитами этого возраста в составе пород и характере деформаций. В них широко распространены известняки с тетической фауной, что указывает на значительную первичную удаленность комплексов от континентальных окраин. Столкновение с континентальными окраинами имело место в ранней — средней юре. Офиолиты Центральной Аляски не укладываются в эту схему. По структурному положению и составу они близки раннепалеозойским офиолитам Корьякии и Кламата, но по возрасту захватывают огромный интервал времени от девона до ранней юры.

Третий этап (поздняя юра — ранний мел) включает разновозрастные офиолиты: Джозефин, Береговых хребтов (поздняя юра), Восточного и Центрального поясов францискана, майнические Корьякии (поздняя юра — ранний мел). Их объединяет то, что они возникли в краевых морях в основном за счет растяжения ранее сформированной коры.

Самые молодые — позднемеловые — представлены только вулканогенно-кремнистыми блоками и тектоническими пластинами и, строго говоря, не могут рассматриваться как офиолитовые (янранайский комплекс в Эконайской зоне и блоки в Береговой провинции францисканского комплекса). Отсутствие габброидов и ультрабазитов в этих структурах свидетельствует о малоглубинности поверхностей тектонического срыва.

Наличие нижнепалеозойских офиолитовых комплексов в структурах Таловско-Майнской зоны (Корьякское нагорье) и Восточного пояса Кламата (Калифорния) свидетельствует об относительной древности Тихого океана и его обрамления. На значительную длительность его существования указывает также широкий интервал возрастов офиолитовых комплексов обрамления (по крайней мере от кембрия до позднего мела).

Из приведенных данных видно, что, несмотря на разнообразие и значительную пространственную разобщенность сравниваемых офиолитовых комплексов, можно установить закономерности в формировании и эволюции океанической коры по всей Северной Пацифике.

Автор благодарен Р. Колману, В. Паттону, К. Блейку, Р. Лони, Г. Химмельбергу, Д. Грайбеку, Э. Мурзу, Р. Эвартсу за полевые экскурсии и предоставленную возможность ознакомиться с геологическими материалами по офиолитовым комплексам Аляски и Калифорнии.

1. Григорьев В. Н., Крылов К. А., Соколов С. Д. Основные формационные типы мезозойских отложений Корякского нагорья и их тектоническое значение//Раннегеосинклинальные формации и структуры. М.: Наука, 1987. С. 198—245.
2. Очерки тектоники Корякского нагорья. М.: Наука, 1982. 220 с.
3. Пейве А. А. Строение и структурное положение офиолитов Корякского хребта. М.: Наука, 1984. 101 с.
4. Ando C. J., Irwin W. P., Jones D. L. et al. The Ophiolitic North Fork terrane in the Salmon River region, central Klamath mountains, California//Geol. Soc. Amer. Bull. 1983. V. 94. N 2. P. 236—252.
5. Barker F., Jones D. L., Budahn J. R., Coney P. J. Ocean plateau-seamount origin of basaltic rocks, Angayucham terrane, Central Alaska//J. Geol. 1988. V. 96. N 3. P. 368—374.
6. Blake M. C., Yayko A. S. Tectonic evolution of northwest California and southwest Oregon//Bull. Soc. geol. France. 1986. V. 2. N 6. P. 921—930.
7. Box S. E., Patton W. W., Carlson C. Early cretaceous evolution of the Northeastern Yukon-Koyukuk basin, West-Central Alaska//US Geol. Surv. Circ. 1985. N 967. P. 21—24.
8. Brouxel M., Lapiere H. Geochemical Study of an early Paleozoic island arc — back-arc basin system. Pt 1: the Trinity ophiolite (northern California)//Geol. Soc. Amer. Bull. 1988. V. 100. N 7. P. 1111—1119.
9. Burns L. E. The Border Ranges ultramafic and mafic complex, South-Central Alaska: cumulate fractionates of island arc volcanics//Canad. J. Sci. V. 22. N 2. P. 1020—1038.
10. Coleman R. G. Ophiolites and accretion of the North American Cordillera//Bull. Soc. Geol. France. 1986. N 6. P. 961—968.
11. Cowan D. C. Structural styles in Mesozoic and Cenozoic melanges in the western Cordillera of North America//Geol. Soc. Amer. Bull. 1985. V. 96. N 4. P. 451—462.
12. Csejftey B. Tectonic implications of a late Paleozoic volcanic arc in the Talkeetna mountains, South-Central Alaska//Geology. 1976. V. 4. N 1. P. 49—52.
13. Donato M. M. Evolution of an ophiolitic tectonic melange Marble mountains, northern California Klamath mountains//Geol. Soc. Amer. Bull. 1987. V. 98. N 4. P. 448—464.
14. Harper G. D. Tectonic setting of the Josephine ophiolite, California and Oregon//Ophioliti. 1985. V. 10. N 213. P. 307—316.
15. Irwin W. P. Tectonic accretion of the Klamath mountains//The geotectonic development of California. Prentice-Hall, 1981. P. 29—49.
16. Lagabrielle Y., Roure F., Coutelle A. et al. The Coast Range ophiolites (northern California): possible arc and back-arc basin remnants; their relations with the Nevada orogeny//Bull. Soc. Geol. France. 1986. V. 2. N 6. P. 981—999.
17. Loney R. A., Himmelberg G. R. Distribution and character of the peridotite-lagered gabbro complex of the southeastern Yukon-Koyukuk ophiolite belt//U. S. Geol. Surv. Circ. 1984. N 945. P. 46—48.
18. Murphy J. M., Patton W. W. Geological setting and petrography of the phyllite and metagraywacke thrust panel, North-Central Alaska//U. S. Geol. Surv. Circ. 1988. N 1016. P. 104—108.
19. Nilsen T. H., Zuffa G. G. The Chugach terrane, a Cretaceous trench-fill deposit, Southern Alaska//Trench-forearc geology. Oxford, 1982. P. 213—227.
20. Pallister J. S. Pillow basalts from the Angayucham range, Alaska: chemistry and tectonic implications//EOS Trans AGU. 1985. V. 66. N 46. P. 1102.
21. Pallister J. S., Budahn J. R. Pillow basalts of the Angayucham terrane; oceanic island-plateau Crust accreted to the Brooks range//J. Geophys. Res. 1989. V. 94. N 13. P. 4950—4960.
22. Patton W. W. Reconnaissance geology of the Northern Yukon—Koyukuk province, Alaska//Geol. Surv. Prof. Paper. 1973. N 774-A. A17 p.
23. Patton W. W. Timing of arc collision and emplacement of oceanic crustal rocks of the margins of the Yukon—Koyukuk basin, Western Alaska//Geol. Soc. Amer. Abstracts with Programs. 1984. V. 16. N 5. P. 328.
24. Patton W. W., Box S. E. Tectonic setting of the Yukon—Koyukuk basin and its borderlands, Western Alaska//J. Geophys. Res. 1989. V. 94. N 13. P. 4961—4969.
25. Patton W. W., Irvin L., Brosgé W. P. et al. Preliminary report on the ophiolites of Northern and Western Alaska//North American ophiolites. Oregon, 1977. P. 51—57.
26. Paulis T. L. Pre-Cretaceous crystalline rocks of the western Chugach mountains, Alaska: Nature of the basement of the Jurassic Peninsular terrane//Geol. Soc. Amer. Bull. 1983. V. 94. N 11. P. 1329—1344.
27. Paulis T. L., Monteverde D. H., Bowman J. R. et al. Early Cretaceous near trench plutonism in Southern Alaska: a tonalite-trondhjemite intrusive complex injected during ductile thrusting along the Border Ranges fault System//Tectonics. 1988. V. 7. N 6. P. 1179—1199.
28. Quick J. Petrology and petrogenesis of the Trinity peridotite, an upper mantle diapir in the Eastern Klamath mountains, Northern California//J. Geophys. Res. 1981. V. 86. N B12. P. 11837—11863.
29. Saleeby J. B., Harper G. D. et al. Time relations and structural — stratigraphic patterns in ophiolite accretion, west central Klamath mountains, California//J. Geophys. Res. 1982. V. 87. N B5. P. 3831—3848.

30. *Winkler G. R., Miller M. L. et al.* Guide to the bedrock geology of a traverse of the Chugach mountains from Anchorage in cape Resurrection. Anchorage, 1984. 40 p.
31. *Wright J. E.* Permo-Triassic accretionary subduction complex, southwestern Klamath mountains, Northern California//J. Geophys. Res. 1982. V. 87. NB5. P. 3805—3818.
32. *Wright J. E.* An expanded view of Jurassic orogenesis in the western United States cordillera: Middle Jurassic (pre-Nevadan) regional metamorphism and thrust faulting within an active arc environment, Klamath mountains, California//Geol. Soc. Amer. Bull. 1988. V. 100. N 6. P. 859—876.
33. *Wylid S. J., Wright J. E.* The Devils Elbow ophiolite remnant and overlying Galice formation: new constraints on the Middle to Late Jurassic evolution of the Klamath mountains, California//Geol. Soc. Amer. Bull. 1988. V. 100. N 1. P. 29—44.

Геологический институт АН СССР,
Москва, 109017

Поступила в редакцию
6.V.1989

УДК 550.834 : 551.24(470.1 + 48)

© 1990 г.

ШАРОВ Н. В.¹, КОСМИНСКАЯ И. П.², АЗБЕЛЬ И. Я.¹,
ЗАГОРОДНЫЙ В. Г.¹, КОРХОНЕН Х.³, ЛУОСТО У.³

СОПОСТАВЛЕНИЕ ПРОФИЛЕЙ ГСЗ НА ЮГО-ВОСТОКЕ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА

В статье обобщен экспериментальный сейсмический материал, полученный на профилях ГСЗ в южной Финляндии и Карелии. Авторы делают попытку провести сейсмогеологическую интерпретацию глубинного строения земной коры юго-восточной части Балтийского щита на всю ее мощность с учетом всех имеющихся данных. Сопоставление этих материалов с данными других профилей ГСЗ, расположенных на востоке и северо-западе щита, позволило расширить геологическую трактовку сейсмических разрезов. Выделены блоки, различающиеся по скоростным характеристикам и мощности земной коры, которые хорошо согласуются с блоками коры, выделяемыми по геологическим и тектоническим особенностям их развития.

Рассматриваемая территория включает восточные и юго-восточные части Свекофеннской и Лапландско-Карельской провинций Балтийского щита (рис. 1). По данным исследований последних лет [3, 5, 10—12], **сиалическая кора Свекофеннской провинции сформировалась на заключительных этапах поздне Svecofennian карельского тектогенеза.** Вместе с тем Лапландско-Карельская провинция является наиболее древней частью щита. Континентальная кора образовалась здесь еще в архее. В раннем протерозое на пенепленизированном архейском основании сформировались подвижные вулканотектонические пояса свекокарелид. Из интрузивных образований поздне- или посткарельского возраста здесь известны разнообразные базиты — гипербазиты и гранитоиды, в том числе граниты рапакиви в южной части провинций. Крайне незначительно распространены в регионе рифейский осадочный комплекс.

При огромном объеме достаточной надежных эмпирических данных о строении приповерхностных частей региона сведения о глубинном строении земной коры еще ограничены из-за дефицита фактического материала, несовершенства методики интерпретации и неоднозначности истолкования геофизических полей.

Результаты сейсмических исследований по международным и региональным профилям ГСЗ [4—9, 13—16], накопленные в юго-восточной части Балтийского щита, получены при близких схемах наблюдений: расстояния между сеймостанциями — 3—5 км, а между пунктами взрыва — 50—70 км, длина профилей 300—400 км. Принятая методика работ позволила получить систему встречных и нагоняющих годографов, обеспечивающую увязку отраженных волн от поверхности раздела кора — мантия (реже преломленных). Обработка данных ГСЗ выполнялась в классе одномерных и двумерных моделей методами численного моделирования, и поэтому легко сравнивать разрезы.

В статье делается попытка провести сейсмогеологическую интерпретацию глубинного строения региона. Для того чтобы понять логику интерпретации сейсмических разрезов, полученных авторами для юго-восточной части Балтийского щита [1, 4—9, 13, 15, 16], вначале сравним главные особенности наблюдаемых сейсмических полей, а затем уже перейдем к сопоставлению скоростных разрезов.

Сравнение волновых полей. Наиболее надежно можно сопоставлять поля по двум главным характеристикам: кинематике первых

¹ — Геологический институт Кольского научного центра АН СССР.

² — Институт Физики Земли АН СССР.

³ — Институт сейсмологии Университета г. Хельсинки.

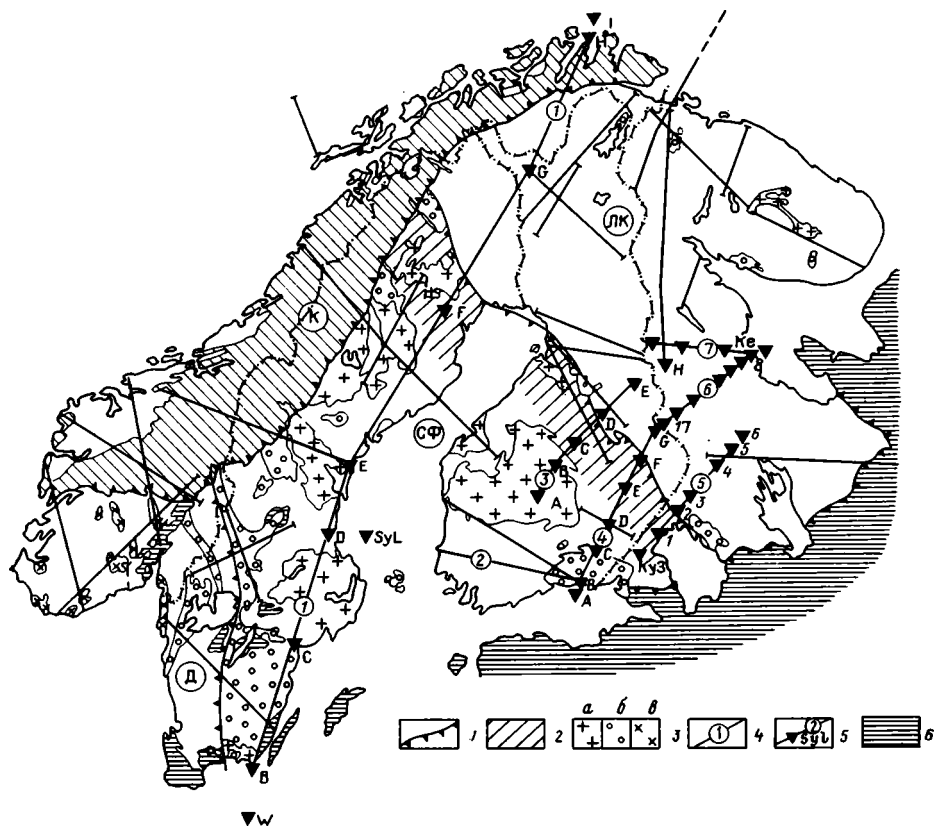


Рис. 1. Схема размещения главных геотектонических провинций Фенноскандии и положение профилей ГСЗ

1 — границы главных провинций (К — складчатая система каледонид на Балтийском щите: Д — Дальсандская, Сф — Свекофеннская, ЛК — Лапландско-Карельская); 2 — сланцевая Ладожско-Ботническая зона; 3 — протерозойские граниты возраста 1900—1800 млн. лет (а), 1700—1500 млн. лет (б), 1300—900 млн. лет (в); 4 — профили ГСЗ (пункты взрывов обозначены буквами или цифрами): 1 — Феннолора, 2 — Силен — Порво, 3 — Свека, 4 — Балтик, 5 — Приладожский; 6 — Кемь — Тулос, 7 — Кемь — Ухта; 5 — профили и пункты взрыва; 6 — граница платформы

коровых и мантийных волн, а также динамической выразительности отраженных волн на границе кора — мантия.

На рис. 2 приведены годографы первых вступлений продольных волн для юго-восточной части Балтийского щита. Видно, что скорости коровых волн для центральной Карелии (советские профили) систематически меньше, чем на финских профилях Балтик и Свека. Расхождение между временем прихода первых волн для этих групп профилей возрастает с удалением от источника: на расстоянии 100 км оно составляет 0,7 с и соответствует различию в скоростях от 5,9 до 6,25 км/с, а на удалениях 180—200 км расхождение в скоростях составляет 6,25—6,5 км/с (см. рис. 2, а — Центральная Карелия) и 6,2—6,7 км/с (см. рис. 2, б — южные профили).

Интересно, что на советских профилях практически нигде не прослежены в качестве первых волны со скоростями более 6,5 км/с. В то же время на профилях Балтик и Свека скорости от 6,5 до 7,5 км/с отмечаются почти на всех длинных годографах. Эти высокоскоростные коровые ветки сменяются мантийными волнами.

Другим ярким отличием советских и финских профилей ГСЗ в этом секторе щита являются существенно разные удаления областей выхода волн М в первые вступления (см. рис. 2). На советских профилях эти расстояния составляют 180—210 км, на финских они варьируют от 220 до 280 км. Значения t_0 возрастают с востока на запад от 7 до 8,5 с. Эти

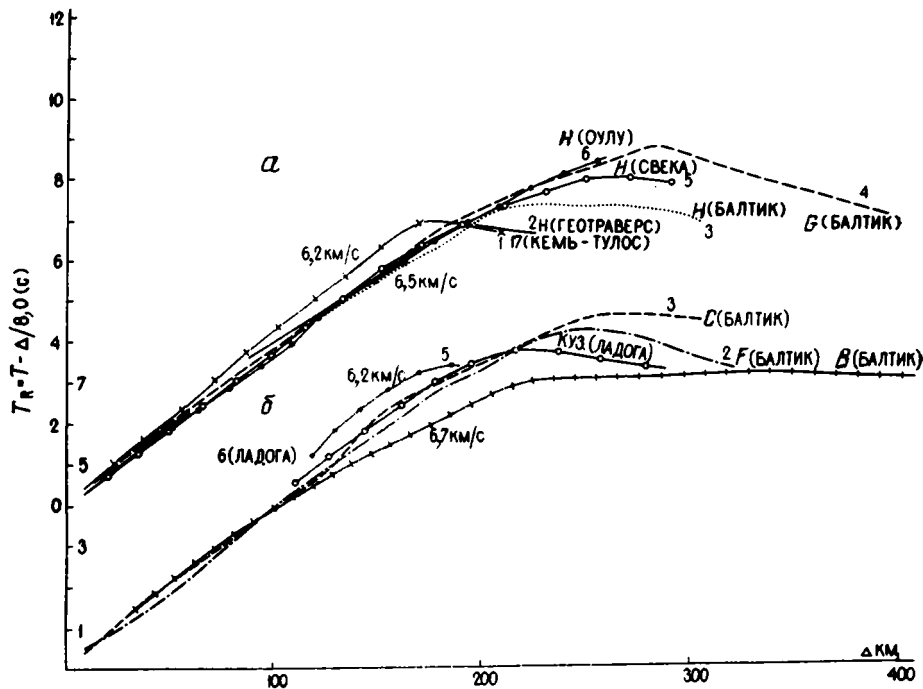


Рис. 2. Сравнение редуцированных годографов первых вступлений продольных волн: а — для центральной, б — для южной частей Карелии и Финляндии

грубые систематические различия в кинематических характеристиках не могут быть объяснены разными подходами к выделению первых волн и некоторыми отличиями в частотных характеристиках сейсмической аппаратуры. Как мы увидим, эти различия четко выражены и в скоростной структуре разрезом.

Динамическая выразительность волны $P_{отр}^m$, связанная с особенностями околокритических и закритических отражений от границы кора — мантия, может быть оценена, к сожалению, только качественно для советских профилей, так как полные монтажи нет. Между тем отдельные сейсмограммы и применяемая многие годы методика наблюдений, основанная на системах, рассчитанных на регистрацию закритических отражений от границы М, свидетельствуют об устойчивом прослеживании этой группы колебаний и ее доминирующем положении в волновом поле [5, 7, 8]. Однако для советских профилей случаи выхода преломленной на границе М волны в первые вступления редки, так как длина годографов, как правило, не превышает 180—200 км, а первые волны по интенсивности очень слабые.

На всех советских профилях выделяются [1, 2, 5, 7—9] отраженные волны от нескольких внутрикоровых границ. Однако лишь для некоторых из них приведены аналоги преломленных волн, выходящих в первые вступления. Систематическое прослеживание интенсивных колебаний в области отражений от М и очень слабые преломленные волны качественно отражают главную особенность границы кора — мантия для древней архейской коры Карелии — ее резкость, т. е. наличие скачка скорости, порождающего отражения.

На финских профилях Свека и Балтик интенсивные отражения от М получены лишь на некоторых участках. На профиле Балтик наиболее четкие отражения приурочены к области выхода гранитов рапакиви. На участке профиля, пересекающего Ладожско-Ботническую зону, отражения от М менее интенсивные. При подходе к архейской зоне Карелии снова появляются четкие отражения. Сейсмические свойства границы М коррелируются с ее рельефом, который существенно изменяется при переходе от более древней к менее древней провинции. При этом ослабление

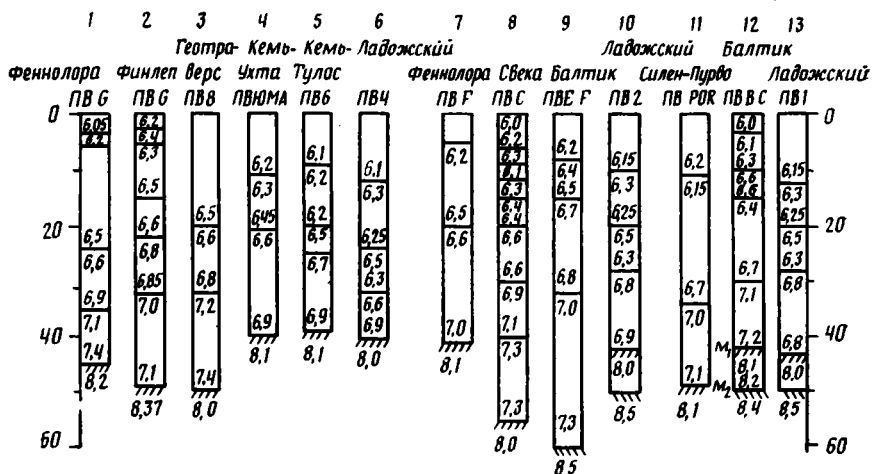


Рис. 3. Сводка скоростных колонок для отдельных частей Балтийского щита

и пропадание отражений приурочено к зонам глубокого погружения границы М, с заполнением этих пониженных форм рельефа веществом с повышенными скоростями (7,0—7,5 км/с). Такие же особенности отраженных волн от границы М отмечены и на субмеридиональном профиле Феннолора.

Сравнение скоростных разрезов. На рис. 3 приведена сводка скоростных колонок для советской части щита, финских профилей и профиля Феннолора. На рис. 4 показана аксонометрическая проекция всех разрезов ГСЗ в юго-восточной части Балтийского щита. Эти рисунки дают возможность обсудить важную проблему связей между скоростным строением коры, ее толщиной и особенностями геологического строения главных структурных элементов наиболее древней части щита — Лапландско-Карельской и более молодой Свекофеннской провинций [3, 10—12].

На всех профилях Карельской зоны глубина границы М варьирует в пределах 37—42 км. Она является хорошей отражающей границей со средней скоростью в коре около 6,4 км/с. Внутри коры обнаружены области скопления в малом интервале глубин субгоризонтальных отражающих элементов, которые можно рассматривать как некие разделяющие зоны между скоростными этажами. Пластовые скорости для слоев между этими субграницами дают основание для подразделения коры на три части: верхнюю со скоростью 6,0—6,2 км/с и толщиной 10—12 км, среднюю, примерно такой же толщины и скоростью 6,3—6,5 км/с, и нижнюю более толстую, до 15 км, и скоростью 6,6—7,0 км/с. Эти параметры широко известны [1, 4—9] и могут быть приняты за типовые для Лапландско-Карельской провинции. Следует обратить внимание на обнаруженную на южном Приладожском [8] и северном субширотном профилях Никель — Гумбозеро — горло Белого моря [2] сложную структуру границы кора — мантия с четкими двумя отражениями на глубинах около 42—50 и 37—42 км.

Кроме этих общих черт имеется ряд аномалий, которые требуют специальных исследований. Об одной из них следует упомянуть, так как она зафиксирована на отдельных блоках на профилях Финлеп, Полар, Геотраверс 1, расположенных в Лапландско-Карельской провинции. Речь идет о локальном погружении границы М до 50 км и скоростях более 7 км/с во всех прогибах. Сейчас трудно дать обоснование структур углублений, однако их наличие представляет интерес для характеристики провинции в целом. До недавнего времени эти особенности низов коры северо-восточной части щита не были известны.

Совсем иной характер глубинного строения земной коры вырисовывается при переходе к Свекофеннской провинции. Наибольшая инфор-

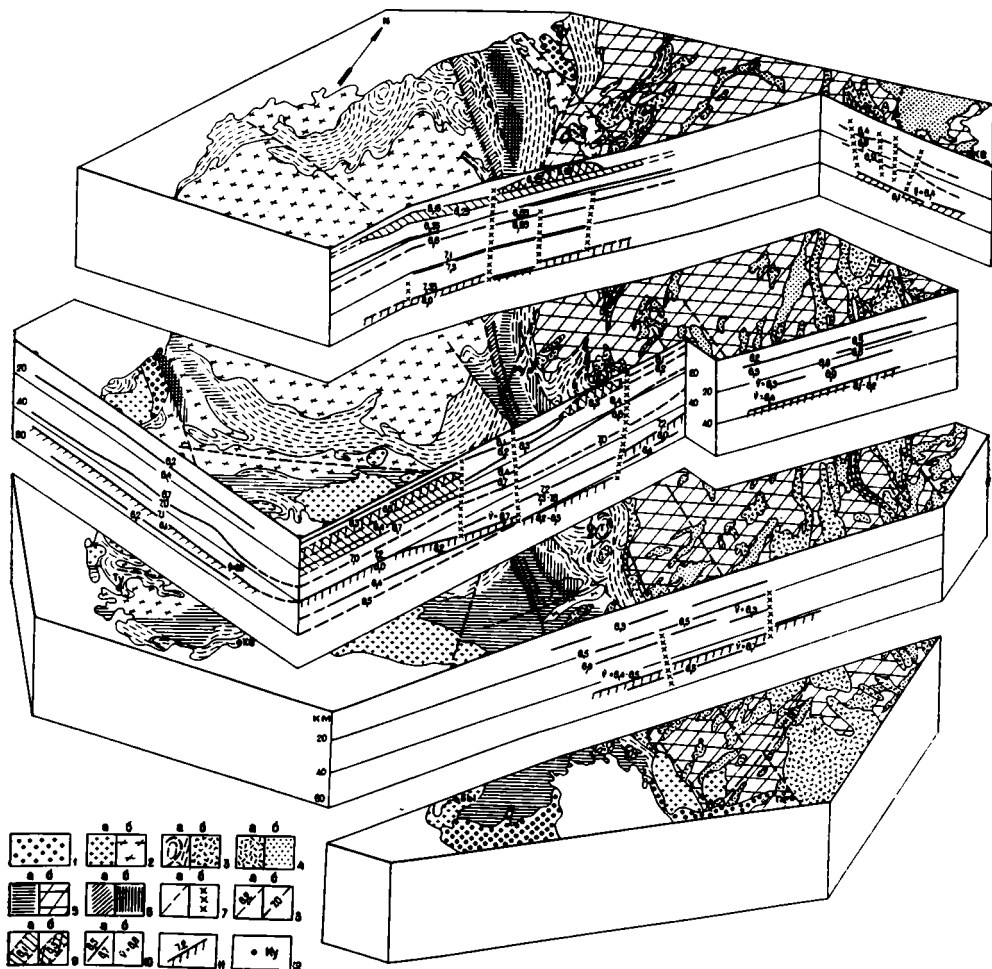


Рис. 4. Блоковая модель земной коры юго-восточной части Балтийского щита, показывающая основные геологические единицы [3, 10—12] и скоростные разрезы [5, 6, 9, 13, 15]

1 — осадочные породы позднего протерозоя (рифей, готий, венд); 2 — раннепротерозойские (свекокарельские) гранитоиды: а — рапакиви и другие поздне- и посторогенные граниты, б — синкинематические граниты центральной Финляндии; 3 — свекокарельские супракрустальные образования: а — гнейсы и сланцы свекофеннского комплекса, б — осадочно-вулканогенные породы карельского комплекса; 4 — позднерифейские образования: а — гранитоиды, б — супракрустальные породы лопийского комплекса; 5 — зона свекокарельского высокотемпературного метаморфизма (а), древнейший (раннеархейский) гнейсо-тоналитовый фундамент (б); 6 — зона положительных (а) и отрицательных (б) гравиметрических аномалий; 7 — разломы: а — наблюдаемые полевыми методами, б — установленные при интерпретации геофизических материалов; 8 — сейсмические границы: а — менее уверенные, б — уверенные; 9 — зоны пониженной (а) и повышенной (б) скорости; 10 — значения скорости на границах (а), средняя скорость для границы М (б); 11 — граница М и скачок скорости; 12 — населенные пункты: Оу — Оулу, Ке — Кем, Ку — Куопио, Ту — Турку, Хе — Хельсинки, Оут — Оутукумпу, Вы — Выборг, Пе — Петрозаводск

мация сейчас получена в области Ладожско-Ботнической зоны. Ее южная часть пересечена тремя профилями: Свека, Балтик и Приладожский. Скоростные разрезы (рис. 5) дают представление о подобии структуры верхней и средней частей коры на всех профилях. Значения скоростей распространения продольных волн практически совпадают, несколько превышая таковые для карельского блока.

Существенной особенностью приведенных разрезов является строение нижней коры и зоны перехода коры — мантия. Мощность нижней коры в центральной части финских профилей возрастает до 30 км, а скорости — до значений 7,2—7,4 км/с, в то время как на Приладожском

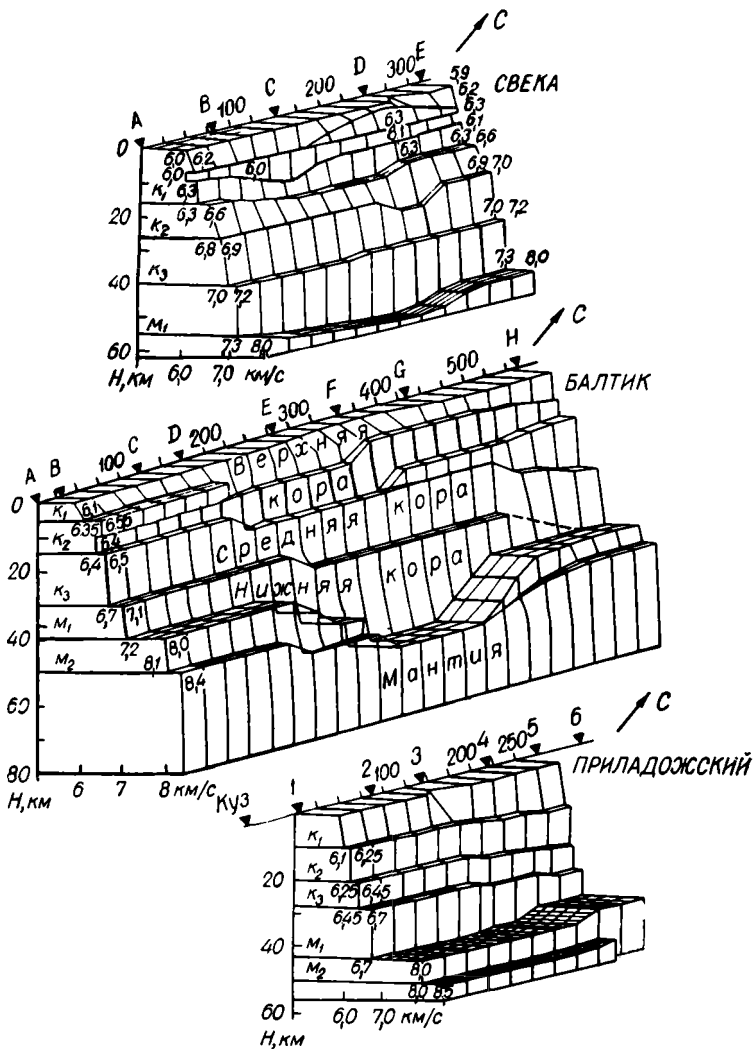


Рис. 5. Сопоставление скоростных разрезов, полученных на профилях Свека, Балтик, Приладожский

профиле мощность нижней коры не превышает 10 км, а скорость — 6,8 км/с. Слоисто-блоковое строение коры отмечается в разрезе наиболее протяженного профиля Балтик (см. рис. 4) и проявляется в рельефе границы М, характере возрастания скорости с глубиной и степени расчлененности коры. Различия в блоковой структуре профиля Балтик сохраняются в основных чертах и на разрезах по профилям Свека и Приладожский. Конечно, границы блоков во многом условны, поскольку система наблюдений для выделенных групп преломленно-отраженных волн не обеспечивает достаточных перекрытий, а значительные латеральные изменения свойств разреза затрудняют непрерывное прослеживание каждого скоростного этажа.

В Ладожско-Ботнической зоне расположен также пункт взрыва *F* на профиле Феннолора (рис. 6). В сочетании с профилями Кемь — Тулос, Кемь — Ухта, Приладожский эта зона вырисовывается на протяжении 300—400 км как ступенеобразное погружение земной коры с северо-востока на юго-запад. Наибольшая амплитуда ступени — около 15—20 км — отмечается на профилях Свека и Балтик, на Приладожском профиле различие в глубинах М около 3—5 км.

Если проследить по колонкам (см. рис. 3, 5) строение коры вдоль зоны с северо-запада на юго-восток, видно ее утолщение в пределах профилей

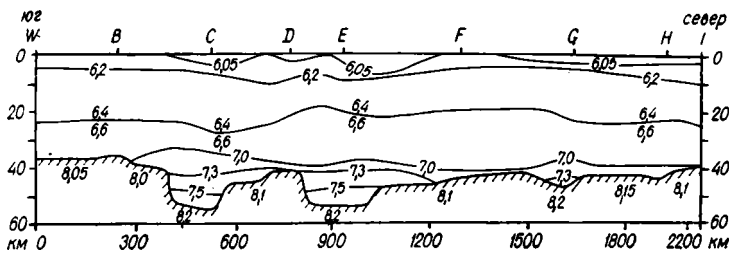


Рис. 6. Разрез земной коры по профилю Феннолора [14]

Свека и Балтик до 55—60 км и утонение на север и юг до 40—42 км. Юго-западная граница Ладожско-Ботнической зоны выявляется лишь на профиле Балтик, пересекаясь гранитный массив. Будет ли эта ступень границей прогиба и имеет ли сам прогиб такую грабенообразную форму, как это показано на рис. 4, 5, вопрос остается открытым. Возможно, что граница этой зоны имеет иной характер и постепенно переходит в Свекофеннскую впадину со средней мощностью земной коры 45 км, определенной в южной Финляндии и на большом отрезке профиля Феннолора. Для решения этого вопроса сравним разрезы коры под Выборгским массивом рапакиви (профиль Балтик) с профилем Силен — Пурво [15]. Показанные колонки (см. рис. 3, 4) соответствуют участкам, расположенным на расстоянии 30—40 км один от другого. Глубина M при этом изменяется на 8 км. В связи с этим, очевидно, нужно осторожно относиться к характеристике юго-западной границы Ладожско-Ботнической зоны. Она может быть контрастной в области гранитных массивов и слабо выраженной в области развития метаморфических пород. Особый интерес представляет осевая часть зоны, наиболее полно освещенная профилями Свека и Балтик, на которых зафиксированы разломные зоны, совпадающие с главным поясом сульфидного оруденения.

На этих же профилях в самой верхней части коры выявлено тело с повышенной, 6,3 км/с, скоростью [13]. На профиле Балтик между пунктами E и F наблюдается подъем изолиний скоростей в верхах коры (см. рис. 4, 5), который соответствует области наибольших глубин границы кора — мантия. Менее надежно между этими профилями коррелируются данные о строении верхов мантии. По материалам профиля Балтик создается впечатление о разрыве верхних слоев мантии в области трога, в котором как бы обнажается ее более глубокая часть со скоростью 8,4—8,5 км/с; граница с этой скоростью достаточно надежно фиксируется в зоне Выборгского массива рапакиви и на Приладожском профиле. На профиле Свека эта граница не прослежена. В то же время на профиле Феннолора на многих участках в верхах мантии на глубинах 65—70 км [14] обнаружена скорость 8,5 км/с. Таким образом наиболее глубокая область прогиба коры (56—60 км) располагается в районе профилей Свека и Балтик. Мантийная граница M_2 (8,4—8,5 км/с), так же как и граница M_1 со скоростью 8,0 км/с, испытывает подъем на юг к Ладожскому озеру. В Карельской провинции положение мантийной границы M_2 проблематично.

Важную роль в строении коры Свекофеннской провинции играют гранитные массивы. На геологической карте они представлены почти изометричными пятнами выходов гранитов разных типов, в том числе гранитов рапакиви. Глубинное строение коры в зоне развития массивов еще не изучено, и в этой связи интересны результаты, полученные на южном конце профиля Балтик, секущего один из массивов. Особенностью разреза является дробная расслоенность всей коры с наличием многочисленных отражающих элементов по P - и S -волнам, начиная с глубин 4 км и до границы M на глубине 40 км. В верхах коры на глубине менее 10 км расположен слой мощностью около 5 км со скоростью 6,6 км/с, который как бы внедрен в слой с несколько меньшей скоростью (рис. 5). Он выклинивается восточнее выхода гранитов на поверхность.

Очевидно, этот высокоскоростной слой и представляет собой главный элемент интрузивного тела. Весь блок коры массива имеет большие скорости P -волн: 6,5 км/с на глубине от 10 до 30 км и 6,8—7,0 км/с — от 30 до 40 км. Поле скоростей S -волн в массиве резко отличается от поля скоростей P -волн. В верхах коры скорости S -волн нормальные, отношение $V_p/V_s = 1,73$ или несколько меньше. На глубинах более 10 км это отношение возрастает до 1,8—1,88. Скорость поперечных волн при этом очень слабо увеличивается с глубиной от 3,71 на 10 км до 3,73 км/с на глубине 40 км. При таком малом градиенте весь этот интервал глубин можно рассматривать как область постоянных скоростей волн S . В мантии наблюдаются нормальные отношения $V_p/V_s = 1,73$.

Среди интрузивных массивов Свекофеннской провинции выделяют три типа соответственно их возрасту. Выборгский массив рапакиви имеет средний (1,5—1,7 млрд. лет) возраст. Поэтому особенности его формирования, о которых можно было бы судить на основании сейсмического разреза и сравнения его с гравиметрическим полем, трудно распространять на другие объекты. Возможно, что некоторые общие его черты характерны для интрузий Свекофеннской провинции. В первую очередь это касается повышенного положения границы M . Она испытывает явный подъем в области изученного и аналогичного ему массива на юге Швеции (см. рис. 6) в районе между пунктами B и C . На разрезе профиля Феннолора можно найти рельеф перехода от массива к локальному прогибу, аналогичный таковому на профиле Балтик. Данные о строении верхней части коры для южно-шведского массива во многом подобны Выборгскому, хотя и имеются существенные отличия. Принимая во внимание геологические соображения о процессе внедрения массивов в тело сформировавшейся Свекофеннской плиты, можно предположить, что подъем мантийных масс способствовал существенной переработке состава надмантийной коры. Высокоскоростной «козырек» и дробное расслоение массива, очевидно, можно рассматривать как следствие внедрения пластичных пород в древнюю, более низкоскоростную кору. Со временем эти породы остывали и верхняя кора приобрела свойства упругого тела. Однако более глубокие ее части сохранили пластичность, о чем свидетельствуют аномально малые скорости S -волн. Этой особенностью строения вещества (пониженной плотностью разогретого тела), очевидно, можно также объяснить и наличие в зоне массива отрицательной гравитационной аномалии при положительных формах всех сейсмических границ.

Сравнение данных ГСЗ в Лапландско-Карельской и Свекофеннской провинциях показало их отличие, выраженное в разной толщине коры и в ее скоростном составе. Примечательно, что в древней части щита кора в среднем тоньше (~40 км), чем в более молодой Свекофеннской провинции (45 км). Скоростное различие также существенно: кора древней части щита характеризуется меньшей скоростью, в ней утонен или отсутствует нижний высокоскоростной слой, который может иметь почти мантийный состав. Данные о глубинном строении Ладожско-Ботнической зоны Выборгского массива рапакиви дают основание считать, что контрастность в строении коры этих блоков более резкая, чем между провинциями в целом. При этом намечается определенная связь между особенностями строения коры, типом структуры и ее возрастом. Углубленное изучение этих связей может иметь определяющее значение для восстановления истории образования коры всего Балтийского щита и обоснования гипотез о глубинных процессах в коре и мантии как при консолидации отдельных провинций, так и в периоды более поздних орогенических циклов. Такой подход может иметь и большой практический выход в область прогнозирования полезных ископаемых.

Результаты анализа накопленных сейсмогеологических материалов для юго-восточной части Балтийского щита позволяют сделать следующие краткие выводы.

1. Установлена средняя мощность земной коры: около 40 км для Лапландско-Карельской и порядка 45 и более км для Свекофеннской провинций.

2. В Ладожско-Ботнической зоне на профилях ГСЗ Свека и Балтик выделена область наибольшего (до 60 км) погружения коры, сопровождающаяся наличием высокоскоростного (7,0—7,4 км/с) слоя над границей М. Зафиксировано уменьшение мощности земной коры до 42 км к северо-западу (пункт *F* на профиле Феннолора) и к юго-востоку от нее (профиль Приладожский).

3. Обнаружено аномальное строение земной коры в районе развития Выборгского массива рапакиви, выраженное в относительном подъеме мантийных масс до 40 км, дробном расслоении массива, наличии высокоскоростного (6,5 км/с) слоя в верхней части коры и повышенном отношении (до 1,88) скорости продольных к скорости поперечных волн в интервале глубин 10—40 км.

В заключение отметим, что выполненное сопоставление данных ГСЗ не только пополнило наши представления о строении юго-восточной части Балтийского щита, но и расширило перспективы дальнейшего изучения его глубинного строения с целью научного обоснования гипотез о его происхождении и истории развития.

Список литературы

1. Булин Н. К. Новые данные о строении земной коры Балтийского щита//Докл. АН СССР. 1971. Т. 198. № 3. С. 657—660.
2. Галдин Н. Е., Егоркин А. В., Зюганов С. К. и др. Глубинное строение земной коры Кольского полуострова вдоль регионального профиля МОВЗ-ГСЗ Печенга — Умбозеро — Пулоньга — Ручьи//Геотектоника. 1988. № 4. С. 30—44.
3. Загородный В. Г., Радченко А. Т. Тектоника карелид северо-восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1988. 111 с.
4. Зверев С. М., Косминская И. П., Шсров Н. В. Изучение земной коры и верхней мантии Балтийского щита//Вестн. АН СССР. 1987. № 5. С. 64—71.
5. Земная кора восточной части Балтийского щита/Под ред. Кратца К. О. Л.: Наука, 1978. 228 с.
6. Корхонен Х., Луосто У., Косминская И. П. и др. Международные профили ГСЗ Феннолора и Балтик в Скандинавии//Изучение глубинного строения восточной части Балтийского щита и прилегающих акваторий сейсмическими методами. Апатиты: Изд-во Кольск. фил. АН СССР, 1986. С. 38—55.
7. Литвиненко И. В., Анкудинов С. А., Гаврилов И. А. и др. Глубинный разрез земной коры Центральной Карелии и его сейсмическая модель//Зап. Ленингр. горного ин-та. 1981. Т. 89. С. 12—17.
8. Литвиненко И. В., Анкудинов С. А., Дворецкая Л. М. и др. Глубинный сейсмический разрез земной коры Приладжья и юго-западной Карелии//Зап. Ленингр. горного ин-та. 1982. Т. 92. С. 3—9.
9. Литосфера Центральной и Восточной Европы: Геотраверсы I, II, V. Киев: Наук. думка, 1987. 168 с.
10. Эволюция земной коры и эндогенной металлогенической зональности северо-восточной части Балтийского щита (связь металлогении с глубинным строением). Л.: Наука, 1987. 109 с.
11. Gaal G., Gorbachev R. An outline of the Precambrian Evolution of the Baltic Shield//Precambrian Res. Amsterdam, 1987. V. 35. P. 15—52.
12. General Geological map of the Baltic Shield//Nickel-cooper deposits of the Baltic Shield and Scandinavian Caledonides. Geol. Surv. Finland, 1985. Bull. 333.
13. Grad M., Luosto U. Seismic models of the crust of the Baltic shield along the Sveka profile in Finland//Annales geophysicae. 1987. № 5, 6. P. 639—649.
14. Guggisberg B. Ch., Berthelsen A. A two-dimensional velocity model for the Lithosphere beneath the Baltic shield and its possible tectonic Significance//TERRA cognita. 1987. V. 7. № 4. P. 631—638.
15. Luosto U. Reinterpretation of Sylen-Porvoo refraction data. Inst. of Seismology, Univ. of Helsinki, 19 Report S-13. 1986. 19 p.
16. Yliniemi J., Luosto U. Seismic investigations of the Earths crust in the middle part of Finland (Abstract)//Recent seismological investigations in Europe. Proc. of the 19 Assembly of the ESC. Moscow. Oct. 1—6. 1984. 512 p.

Геологический институт
Кольского научного центра АН СССР,
Апатиты, 184200;
Институт физики Земли АН СССР, Москва, 123810
Институт сейсмологии Университета,
Хельсинки, Финляндия

Поступила в редакцию
12.II.1989

УДК 551.14 : 551.24 (477.6)

© 1990 г.

ГАВРИШ В. К.

ГЕОТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ ЛИТОСФЕРЫ ДНЕПРОВСКО-ДОНЕЦКОЙ ВПАДИНЫ

В геотектоническом развитии литосферы Днепровско-Донецкой впадины основную роль играл астеносферный диапир, зарождению, пульсационному расширению или сжатию которого способствовал осевой сверхглубинный архейско-протерозойский разлом северо-западной ориентировки. По ослабленной зоне этого разлома возбужденная им разогретая астеносферная магма и ее флюиды проникали в подкорковую зону массовой гидратации мантийных пород, образуя коро-мантийный диапир. Многоактное вертикально-горизонтальное расширение указанных диапиров приводило к выгибанию и сокращению (до 20 км) мощности консолидированной земной коры, формированию синсводовых рифтовых разломов, растаскиванию дислоцированных ими блоков, пульсационному заложению рифейского и позднедевонского рифтов, а непрерывно-прерывистое сжатие этих диапиров — образованию каменноугольно-кайнозойской синеклизы, или впадины, с мощной (до 17 км и более) осадочной корой.

Палеоструктурно-сейсмогеологический анализ имеющихся новейших геолого-геофизических материалов показывает, что в разрезе современной литосферы Днепровско-Донецкой впадины (ДДВ) принимает участие консолидированная земная кора, мощность которой в осевой зоне ДДВ сокращается до 35—20 км (рис. 1), а также вулканогенно-осадочная кора, распространенная в рифейском и Днепровско-Донецком позднедевонском рифтах (рис. 2), ограниченных рифейскими и позднедевонскими краевыми глубинными разломами, пересекающими Брусиловскую, Каневско-Холмскую, Криворожско-Комаричскую и Орехово-Чугуевскую близмеридиональные протогеосинклинальные складчатые зоны с повышенной (до 55 км) мощностью консолидированной земной коры. Осадочная кора мощностью от 2 до 17 км и более приурочена к ДДВ, отложения которой имеют более широкое распространение, чем ДДР (см. рис. 1, 2). О происхождении и геотектоническом развитии ДДВ, ДДР, их продольных разломов и литосферы существуют различные точки зрения [1—3, 12, 13, 15, 17—19, 21, 22].

Для объективного решения происхождения ДДР и эволюции литосферы, залегающей в пределах ДДВ, рассмотрим с использованием предложенного Н. С. Шатским [21] метода сравнительной тектоники два актуальных вопроса: какое место занимает ДДР среди других рифтов мира и какую эволюцию претерпела литосфера современной ДДВ. ДДР и его развитие подробно описано [4, 5, 7 и др.]. Он входит в состав Припятско-Днепровско-Донецкого (ПДДР), или Доно-Днепровского [4] мегарифта, простирающегося от Полесья до Каспия, в пределах которого по морфологическим и генетическим особенностям выделяются Припятский, Днепровско-Донецкий, Донбасский и Карпинский [5] макрорифты. ДДР — это платформенная или надплатформенная (кратонная) позднедевонская длительно (начиная с рифея) развивавшаяся структура; позднедевонский рифт как бы регенерировал рифейский, на что указывал Е. Е. Милановский [12]. Наличие в пределах Доно-Днепровского прогиба сохранившихся от размыва останцов рифейского рифта нами предполагалось [4] по теоретическим предположениям и абсолютному возрасту вулканитов в соляных штоках, а В. Б. Соллогубом и др. [15] — по данным сейсморазведочных работ. Кроме этого, на возможное присутствие рифейских отложений без обоснования геотектонической обстановки их накопления указывали В. Г. Бондарчук, В. Б. Порьфирьев, А. С. Новикова, О. Л. Эйнон и др.

2. В Ладожско-Ботнической зоне на профилях ГСЗ Свека и Балтик выделена область наибольшего (до 60 км) погружения коры, сопровождающаяся наличием высокоскоростного (7,0—7,4 км/с) слоя над границей М. Зафиксировано уменьшение мощности земной коры до 42 км к северо-западу (пункт *F* на профиле Феннолора) и к юго-востоку от нее (профиль Приладожский).

3. Обнаружено аномальное строение земной коры в районе развития Выборгского массива рапакиви, выраженное в относительном подъеме мантийных масс до 40 км, дробном расслоении массива, наличии высокоскоростного (6,5 км/с) слоя в верхней части коры и повышенном отношении (до 1,88) скорости продольных к скорости поперечных волн в интервале глубин 10—40 км.

В заключение отметим, что выполненное сопоставление данных ГСЗ не только пополнило наши представления о строении юго-восточной части Балтийского щита, но и расширило перспективы дальнейшего изучения его глубинного строения с целью научного обоснования гипотез о его происхождении и истории развития.

Список литературы

1. Булин Н. К. Новые данные о строении земной коры Балтийского щита//Докл. АН СССР. 1971. Т. 198. № 3. С. 657—660.
2. Галдин Н. Е., Егоркин А. В., Зюганов С. К. и др. Глубинное строение земной коры Кольского полуострова вдоль регионального профиля МОВЗ-ГСЗ Печенга — Умбозеро — Пулольга — Ручьи//Геотектоника. 1988. № 4. С. 30—44.
3. Загородный В. Г., Радченко А. Т. Тектоника карелид северо-восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1988. 111 с.
4. Зверев С. М., Косминская И. П., Шсров Н. В. Изучение земной коры и верхней мантии Балтийского щита//Вестн. АН СССР. 1987. № 5. С. 64—71.
5. Земная кора восточной части Балтийского щита/Под ред. Кратца К. О. Л.: Наука, 1978. 228 с.
6. Корхонен Х., Луосто У., Косминская И. П. и др. Международные профили ГСЗ Феннолора и Балтик в Скандинавии//Изучение глубинного строения восточной части Балтийского щита и прилегающих акваторий сейсмическими методами. Апатиты: Изд-во Кольск. фил. АН СССР, 1986. С. 38—55.
7. Литвиненко И. В., Анкудинов С. А., Гаврилов И. А. и др. Глубинный разрез земной коры Центральной Карелии и его сейсмическая модель//Зап. Ленингр. горного ин-та. 1981. Т. 89. С. 12—17.
8. Литвиненко И. В., Анкудинов С. А., Дворецкая Л. М. и др. Глубинный сейсмический разрез земной коры Приладжья и юго-западной Карелии//Зап. Ленингр. горного ин-та. 1982. Т. 92. С. 3—9.
9. Литосфера Центральной и Восточной Европы: Геотраверсы I, II, V. Киев: Наук. думка, 1987. 168 с.
10. Эволюция земной коры и эндогенной металлогенической зональности северо-восточной части Балтийского щита (связь металлогении с глубинным строением). Л.: Наука, 1987. 109 с.
11. Gaal G., Gorbachev R. An outline of the Precambrian Evolution of the Baltic Shield//Precambrian Res. Amsterdam, 1987. V. 35. P. 15—52.
12. General Geological map of the Baltic Shield//Nickel-cooper deposits of the Baltic Shield and Scandinavian Caledonides. Geol. Surv. Finland, 1985. Bull. 333.
13. Grad M., Luosto U. Seismic models of the crust of the Baltic shield along the Sveka profile in Finland//Annales geophysicae. 1987. № 5, 6. P. 639—649.
14. Guggisberg B. Ch., Berthelsen A. A two-dimensional velocity model for the Lithosphere beneath the Baltic shield and its possible tectonic Significance//TERRA cognita. 1987. V. 7. № 4. P. 631—638.
15. Luosto U. Reinterpretation of Sylen-Porvoo refraction data. Inst. of Seismology, Univ. of Helsinki, 19 Report S-13. 1986. 19. p.
16. Yliniemi J., Luosto U. Seismic investigations of the Earths crust in the middle part of Finland (Abstract)//Recent seismological investigations in Europe. Proc. of the 19 Assembly of the ESC. Moscow. Oct. 1—6. 1984. 512 p.

Геологический институт
Кольского научного центра АН СССР,
Апатиты, 184200;
Институт физики Земли АН СССР, Москва, 123810
Институт сейсмологии Университета,
Хельсинки, Финляндия

Поступила в редакцию
15.II.1989

УДК 551.14 : 551.24 (477.6)

© 1990 г.

ГАВРИШ В. К.

ГЕОТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ ЛИТОСФЕРЫ ДНЕПРОВСКО-ДОНЕЦКОЙ ВПАДИНЫ

В геотектоническом развитии литосферы Днепровско-Донецкой впадины основную роль играл астеносферный диапир, зарождению, пульсационному расширению или сжатию которого способствовал осевой сверхглубинный архейско-протерозойский разлом северо-западной ориентировки. По ослабленной зоне этого разлома возбужденная им разогретая астеносферная магма и ее флюиды проникали в подкорковую зону массовой гидратации мантийных пород, образуя коро-мантийный диапир. Многоактное вертикально-горизонтальное расширение указанных диапиров приводило к выгибанию и сокращению (до 20 км) мощности консолидированной земной коры, формированию синседовых рифтовых разломов, растаскиванию дислоцированных ими блоков, пульсационному заложению рифейского и позднедевонского рифтов, а непрерывно-прерывистое сжатие этих диапиров — образованию каменноугольно-кайнозойской синеклизы, или впадины, с мощной (до 17 км и более) осадочной корой.

Палеоструктурно-сейсмогеологический анализ имеющихся новейших геолого-геофизических материалов показывает, что в разрезе современной литосферы Днепровско-Донецкой впадины (ДДВ) принимает участие консолидированная земная кора, мощность которой в осевой зоне ДДВ сокращается до 35—20 км (рис. 1), а также вулканогенно-осадочная кора, распространенная в рифейском и Днепровско-Донецком позднедевонском рифтах (рис. 2), ограниченных рифейскими и позднедевонскими краевыми глубинными разломами, пересекающими Брусиловскую, Каневско-Холмскую, Криворожско-Комаричскую и Орехово-Чугуевскую близмеридиональные протогоеосинклинальные складчатые зоны с повышенной (до 55 км) мощностью консолидированной земной коры. Осадочная кора мощностью от 2 до 17 км и более приурочена к ДДВ, отложения которой имеют более широкое распространение, чем ДДР (см. рис. 1, 2). О происхождении и геотектоническом развитии ДДВ, ДДР, их продольных разломов и литосферы существуют различные точки зрения [1—3, 12, 13, 15, 17—19, 21, 22].

Для объективного решения происхождения ДДР и эволюции литосферы, залегающей в пределах ДДВ, рассмотрим с использованием предложенного Н. С. Шатским [21] метода сравнительной тектоники два актуальных вопроса: какое место занимает ДДР среди других рифтов мира и какую эволюцию претерпела литосфера современной ДДВ. ДДР и его развитие подробно описано [4, 5, 7 и др.]. Он входит в состав Припятско-Днепровско-Донецкого (ПДДР), или Доно-Днепровского [4] мегарифта, простирающегося от Полесья до Каспия, в пределах которого по морфологическим и генетическим особенностям выделяются Припятский, Днепровско-Донецкий, Донбасский и Карпинский [5] макрорифты. ДДР — это платформенная или надплатформенная (кратонная) позднедевонская длительно (начиная с рифея) развивавшаяся структура; позднедевонский рифт как бы регенерировал рифейский, на что указывал Е. Е. Милановский [12]. Наличие в пределах Доно-Днепровского прогиба сохранившихся от размыва останцов рифейского рифта нами предполагалось [4] по теоретическим предположениям и абсолютному возрасту вулканитов в соляных штоках, а В. Б. Соллогубом и др. [15] — по данным сейсморазведочных работ. Кроме этого, на возможное присутствие рифейских отложений без обоснования геотектонической обстановки их накопления указывали В. Г. Бондарчук, В. Б. Порьфирьев, А. С. Новикова, О. Л. Эйно́р и др.

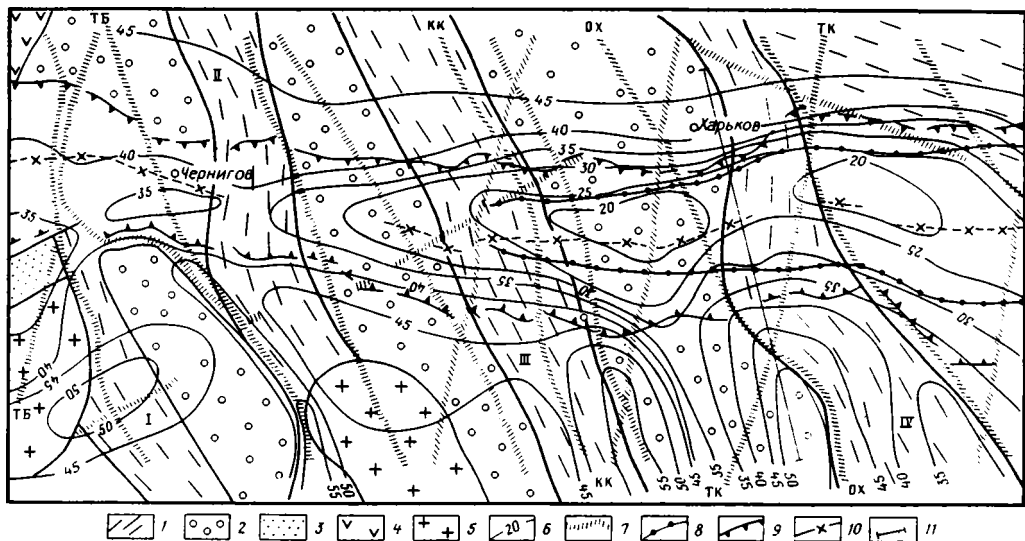


Рис. 1. Палеотектоническая схема досреднедевонской консолидированной земной коры Днепровско-Донецкой впадины. Составил В. К. Гавриш с учетом материалов В. Б. Соллогуба, М. В. Чирвинской, А. И. Недошовенко, М. Г. Манюты и др. 1 — предполагаемые протогейсинклиналиные складчатые зоны: I — Брусилловская, II — Каневско-Холмская, III — Криворожско-Комаричская, IV — Орехово-Чугуевская); 2 — архейско-протерозойские блоки; 3 — Овручский позднепротерозойский грабен; 4 — Воляно-Оршанский трог; 5 — плутоны; 6 — предполагаемые изомощности (км) консолидированной досреднедевонской земной коры; 7 — архейско-протерозойские глубинные разломы; 8 — разломы рифейского заложения; 9 — потенциальные краевые разломы Днепровско-Донецкого позднедевонского рифта; 10 — осевой рифтовый разлом; 11 — линия профиля ГСЗ Синельниково-Чугуев

Несмотря на то что ДДР совместно с указанными выше макрорифтами входит в состав единого весьма протяженного палеорифта, он обладает рядом свойственных ему особенностей. В ДДР, который отделяется от Припятского рифта (ПР) глубинными разломами по линии Брагин — Лоев, а от Донбасского рифта (ДР) — по линии Павлоград — Купянск, глубина залегания поверхности астеносферы увеличивается, по данным В. Б. Соллогуба, Р. И. Кутаса и др. до 150—160 км; в ДР она находится на глубине 120—140 км. В ДДР мощность земной коры сокращается до 35—30 км, в то время как в ПР она равна 45—40 км. В ДДР фиксируется промежуточная мощность консолидированной земной коры — 35—20 км, в ПР она равна 40 км, а в ДР — 20 км и менее (рис. 1), где (по [15]) полностью отсутствует гранитный слой (очевидно, за счет размыва, допускаемого нами [4] и В. Б. Соллогубом, а также частичного горизонтального растяжения [19]). Г. П. Леонов предлагает относить Донбасский палеорифт к авлакогеосинклиналям. Мощность осадочно-вулканических образований, включая условно выделяемые рифейские образования, в ДДР колеблется от 1 до 22 км, в ПР — от 1 до 5 км, а в ДР — от 15 до 24 км. Если в ДР широко развиты средне- и позднедевонские, позднепермские и юрские эффузивы [4], то в ДДР распространены только средне- и позднедевонские, а в ПР никаких эффузивов не встречено. Зафиксированные в западной части ПР верхнерифейские эффузивы [4], связаны не с позднедевонским рифтом, а с пересекающим его Воляно-Оршанским трогом (см. рис. 1) или авлакогеном. ДДР от ПР и ДР отличается также литофациальным составом, метаморфизмом, характером складчатости осадочного чехла и другими особенностями, занимая между ними в целом промежуточное положение. Эти и другие материалы [4, 5, 7] позволяют нам в отличие от М. В. Чирвинской и др., которые относят к ДДВ также Припятский, Донбасский и другие регионы, рассматривать ДДВ и ДДР, ограниченные на западе и на востоке поперечными глубинными разломами (см. рис. 1, ТБ и ТК), как

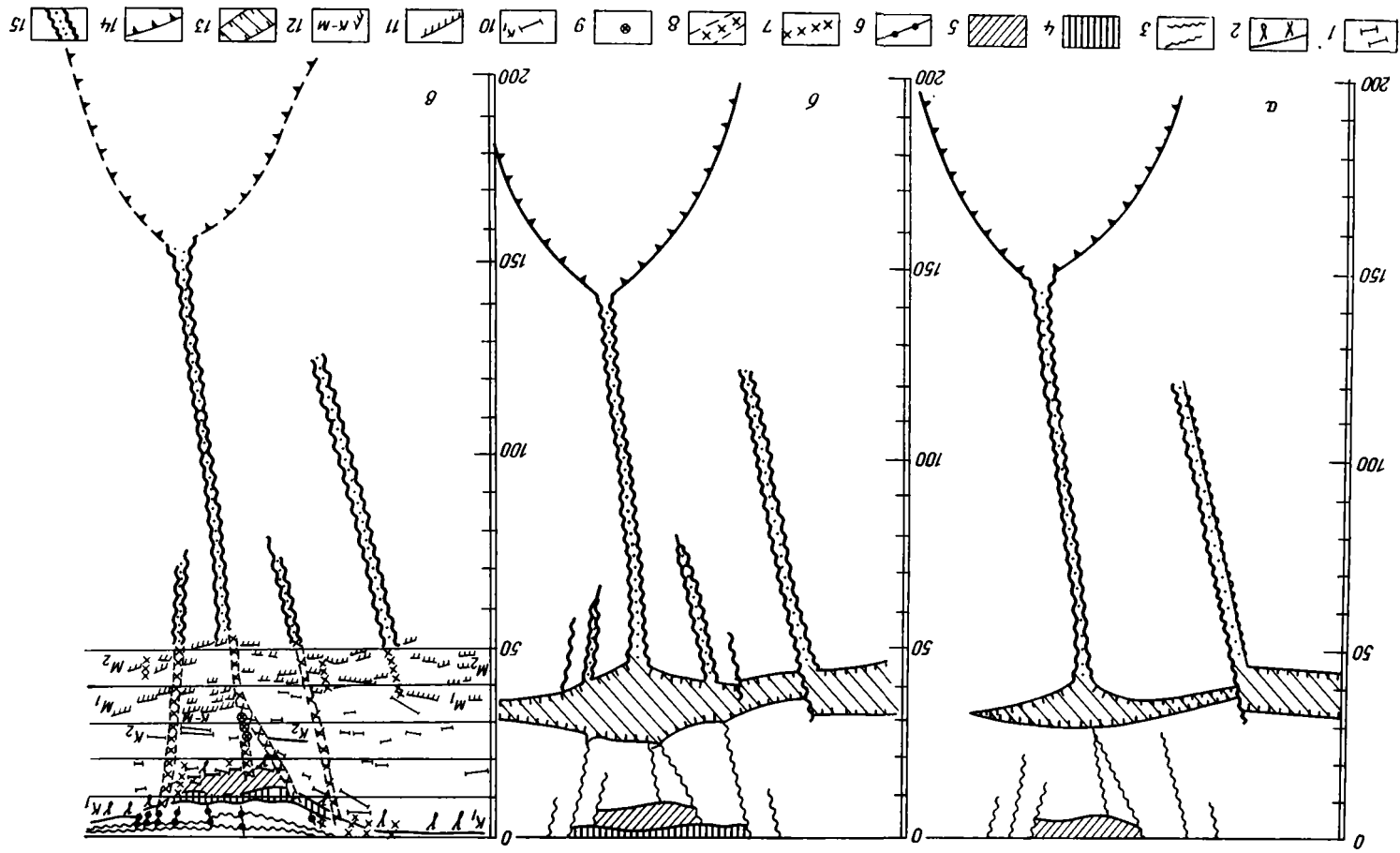
самостоятельную тектоническую структуру со свойственными ей условиями геотектонического развития литосферы.

Для познания этих условий сделана попытка сравнить ДДР с условиями развития хорошо изученных современных рифтов. По сравнению с Кенийским, Рейнским, Байкальским, Красноморским, Мертвоморским и другими континентальными рифтами Днепровско-Донецкий позднедевонский рифт, располагающийся в своде Воронежско-Украинского (ВУ) щита ([4], см. рис. 31), ближе всего находится к Кенийскому и Рейнскому рифтам. Первый из них Е. Е. Милановский [11] относит к сводово-вулканическому типу. Кенийский рифт располагается в сводовой части Африканского щита, занимая центральное место среди системы Великоафриканских рифтов. Овальный дораннемиоценовый Восточно-Африканский свод имеет размеры 1000×400 км и высоту по поверхности фундамента 4—5 км [9]. Днепровско-Донецкий рифт также располагался в центральной части досреднедевонского овального свода ВУ (Сарматского) щита, который, видимо, имел доразрывную амплитуду свыше 5 км и достигал размеров 2500×1000 км. Этим структурам соответствуют размеры самих рифтов. Так, Кенийский рифт имеет ширину 60—80, а ПДДР — 65—175 км, причем максимальное расширение этих рифтов наблюдается по периклиналям палеосводов. Увеличение амплитуд краевых разломов ДР, очевидно, происходило также в каменноугольную миогеосинклинальную стадию развития.

Оба свода формировались задолго до развития рифтовых впадин, а их рифты ограничены краевыми глубинными разломами, которые состоят из системы региональных разрывов в поверхности кристаллического фундамента, — главным образом из ступенчатых сбросов, падающих к приосевым частям рифтов, длиной 30—300 км и суммарной амплитудой до 3—4 км. В соответствии с размерами сводов ВУ и Африканского щитов находится также сокращение мощности земной коры в ДДР от 60 до 30 км, а в Кенийском рифте — от 44 до 20 км. Если последний вдоль оси сводового поднятия простирается как единый грабен, который совместно с другими грабенами вблизи периклинальных замыканий свода разветвляется на мелкие части ([5], см. рис. 5), то ДДР переходит в Припятский рифт, который на северо-западной периклинали Воронежско-Украинского субгеоантиклинального свода увеличивается в ширину от 65 до 175 км и разветвляется на мелкие впадины, разделенные Микашевичским и другими выступами ([4], см. рис. 14).

Все это свидетельствует о том, что Днепровско-Донецкий позднедевонский и Кенийский кайнозойский рифты образовались в воздымающихся сводах под влиянием расширяющихся астеносферных или коромантийных диапиров, в зависимости от размеров и интенсивности которых находились ширина и глубина как Кенийского рифта, так и ДДР, а также характер ограничивающих их краевых глубинных разломов. Поскольку ДДР развивался в более широком и протяженном своде ВУ щита и более длительно, его краевые разломы часто имеют сложный шовный характер, они состоят из парных разломов, между которыми располагаются шовные щелевые грабены ([6], см. рис. 2 и 4) и горсты продольной ориентировки. Там, где эти разломы пересекаются с поперечными Криворожско-Комаричским (КК) и другими дорифтовыми глубинными разломами, суммарная амплитуда осложняющих краевые глубинные разломы сокращается до нуля, часто кулисообразно смещаясь вправо по часовой стрелке.

Кенийский и Днепровско-Донецкий рифты асимметричны. Они начали формироваться на воздымающихся сводах не сразу и не одноактно. Рифтовым проседанием свода обычно предшествовали синеклизные или близкие к ним этапы, что объяснимо скорее всего пульсационным сжатием и расширением мантийных диапиров, а не горизонтальным растяжением разорванных осевыми глубинными разломами плит земной коры [1]. Трудно объяснить такое пульсационное горизонтальное растяжение и сжатие плит земной коры, приводившее к циклическому накоплению вулканогенных образований ([6], см. рис. 2 и [7], рис. 3). При этом



максимальное извержение магмы совпадало чаще с садкой соли и накоплением пестроцветных континентальных отложений, обусловленных не погружением земной коры, которое вызывалось ее горизонтальным растяжением, а восходящими движениями коры и подкорового субстрата. Нам представляется, что горизонтальное растяжение плит земной коры, свойственное мобильным океаническим или переходным от океанических к континентальным зонам типа Красного моря, является однонаправленным длительным процессом.

В зоне Кенийского рифта общий объем кайнозойских вулканитов составляет 100–150 тыс. км³ [9]. Они представлены двумя вулканогенными формациями: щелочной базальтоидной и щелочной оливин-базальтовой. Здесь осадочные породы имеют резко подчиненное значение. В нижней и средней частях толщи эффузивов они образуют тонкие слои и линзы. Более широко распространены осадочные породы в верхней части разреза. Переслаиваясь с вулканитами, последние местами выстилают дно рифтовой долины. Предполагается [9], что излияние магмы в зоне Кенийского рифта началось в раннем миоцене и продолжалось около 25 млн. лет. На ранней стадии эффузивный магматизм проявился широко и превысил площадь рифтовой долины.

Наличие среднедевонских вулканогенных образований на «плечах» ДДР дает некоторое основание предполагать, что пульсационное излияние магмы здесь, как и в Кенийском рифте, продолжалось около 25 млн. лет, т. е. в основном в позднедевонскую циклоэпоху ([5], см. табл. 4). Не исключена возможность, что эффузивный магматизм проявился за пределами самого рифта. Объем вулканогенных образований в ДДР определить пока невозможно. Однако в наиболее изученном бурением Деснянском сегменте ([7], см. рис. 2) длиной около 100 км объем их достигает примерно 5400 км³. Если учесть, что длина Кенийского рифта составляет 600 км, а Днепровско-Донецкого — 560 км, то в ДДР объем вулканитов, очевидно, значительно меньше, чем в первом. Представлены они формациями, аналогичными таковым Восточно-Африканской рифтовой зоны [10]. Однако чередуются вулканиты не только с континентальными, часто пестроцветными и грубозернистыми отложениями, но и с морскими карбонатно-глинистыми (близкими к синеклизным) породами, осадконакопление которых происходило в результате пульсационного сжатия астеносферного и коро-мантийного диапиров (рис. 2). При расширении последних формировался рифт и накапливались континентальные пестроцветные, грубозернистые, соленосные, эффузивные и туфогенные породы переменной мощности, переходящие по площади и разрезу друг в друга ([7], см. рис. 3).

К оси Кенийского рифта приурочены локальная положительная гравитационная аномалия, четвертичные вулканы и участки геотермической активности, что по данным [23, 24] объясняется внедрением в земную кору базальтовой дайки шириной до 10 км. Глубина залегания ее верхней границы, видимо, составляет около 3,5 км. Н. А. Логачев и др. предполагают, что в Кенийском рифте кровля астеносферы достигает подошвы земной коры и под ней распространяется в виде глетчера далеко — на 300–400 км — от рифта к юго-востоку ([9], см. рис. 8). Такое

Рис. 2. Схематическая реконструкция разреза литосферы по профилю ГСЗ Синельниково — Чугуев для досреднедевонского (а), докаменноугольного (б) времени и современного разреза (в). Составил В. К. Гавриш по данным В. Б. Соллогуба, А. В. Чекунова, Р. И. Кутаса, Л. Т. Калужной и др. 1 — преломляющие границы и отражающие площадки; 2 — поверхность кристаллического фундамента; 3 — некоторые границы палеозойских горизонтов осадочного чехла; 4 — средне- и позднедевонские породы; 5 — условно выделяемые образования в рифейском гребне; 6 — разрывы в осадочном чехле; 7 — разрывы по данным ГСЗ; 8 — глубинные разломы; 9 — точки дифракции; 10 — поверхность «базальтового» слоя; 11–12 — отражающие площадки, характеризующие: 11 — раздели М₁ и М₂, 12 — коро-мантийную смесь (К—М); 13 — предполагаемый контур коро-мантийного диапира; 14 — поверхность астеносферного выстула или диапира; 15 — магмоподводящие глубинные разломы

внедрение астеносферного диапира в ослабленные зоны литосферы происходило, по [9], под действием гравитационной неустойчивости, возникшей в районах восходящих конвективных течений в мантии — «горячих пятен». Освобождение пространства, необходимого для вмещения астеносферного диапира, способствовало обрушению блоков кровли, которые тонули и растворялись в аномальной астеносфере, что в свою очередь ускорило рост сводовых поднятий в соответствии с принципом изостазии. Достигнув земной коры, плотность которой меньше плотности астеносферы, последняя начала растекаться, увеличивая при этом скорость растяжения земной коры.

При заложении и формировании ДДР полной аналогии с Кенийским рифтом, видимо, не было. Как показывают геофизические расчеты, астеносферный выступ, или диапир [16], в литосферу юго-восточной части ДДГ проникает лишь до глубины 160 км (см. рис. 2, в). Возможно, в центральной части ДДВ, где мощность земной коры сокращена до 30 км, как предполагает Р. И. Кутас, этот выступ находится несколько выше — около 150 км, так что наиболее подвижные элементы могли достигать подошвы земной коры через мощную и относительно плотную литосферу только по ослабленным, распространявшимся под влиянием астеносферных диапиров снизу вверх зонам глубинных разломов, растекаясь в пластичной подошве земной коры. В последней работе А. В. Чекунов [20] по наличию мантийного выступа под ДДР и другими рифтами Украины, в отличие от прежних представлений о только горизонтальном растяжении и утонении шейки земной коры [19], пришел к заключению, что первопричиной растяжения и латерального перемещения материала литосферы являются, несомненно, вертикальные движения, генерируемые астеносферой и реализуемые в астенолитах или мантийных диапирах. Зарождаясь в астеносфере, они поднимаются затем вверх, растаскивая, раздвигая литосферу и земную кору, образуя в них структуры растяжения, а по периферии — структуры сжатия. Нам представляется, что предлагаемый А. В. Чекуновым механизм формирования рифтов вполне применим к Черноморскому и другим тектонически активным регионам с океанической или переходной тонкой земной корой. Так, например, Л. С. Лаутон [8] считает, что наличие в осевом трое Красноморского рифта интрузивных масс основного состава со скоростью 6,7–7,4 км/с обусловлено левосторонним смещением (дрифтом) Аравийской глыбы вдоль близмеридионального глубинного разлома Леванта на 60–100 км к северу и проникновением их в зияющую расселину из верхней мантии.

Детальное изучение данных ГСЗ вдоль профиля Синельниково — Чулуев, расположенного в крайней юго-восточной части ДДВ (см. рис. 1), и прочим профилям позволило В. Б. Соллогу, Л. Т. Калюжной и др. в основании земной коры выделить зону перехода кора — мантия, ограниченную двумя четкими границами M_1 и M_2 (см. рис. 2, в). Границу M_2 они связывают с ее древним раннепротерозойским положением, а поверхность M_1 — с более поздним, видимо, девонским преобразованием раннепротерозойской складчатости. Подсчитанные ими граничные скорости только в пределах рифейского рифта показали, что они для границы M_1 достигают 7,8 км/с и соответствуют коро-мантийной смеси, свойственной другим континентальным рифтам. Общая толщина переходной зоны кора — мантия между границами M_1 и M_2 непостоянна. Максимальная ее мощность (до 20 км) зафиксирована в пределах пикетов 115–150, т. е. на участке погружения консолидированного фундамента в пределах рифейского рифта. На глубинах 33–50 км к северу и югу она уменьшается до 5 км и менее. Несколько увеличивает коро-мантийная смесь свою мощность (до 14 км) в южной части профиля, что, по мнению В. Б. Соллогу и Л. Т. Калюжной, связано с раннепротерозойской Орехово-Павлоградской геосинклинальной складчатостью. Принимая во внимание, что этот участок тяготеет к зоне пересечения двух глубинных разломов (см. рис. 1, ОХ и ТК), и учитывая приуроченность к нему повышения температуры на срезе 1 км от 35 до 40° С ([15],

см. рис. 32), можно предполагать развитие здесь, как и под ДДР, обособленных рифейского коро-мантийного и дорифейского астеносферного (см. рис. 2) диапиров. Причину такой непостоянной мощности зоны перехода кора — мантия и наличие ее максимально утолщенной части (до 20 км) в пределах коро-мантийной смеси В. Б. Соллогуб и Л. Т. Калюжная не объясняют.

Произведенный Р. И. Кутасом и др. анализ температурного поля и других данных показал, что под ДДВ астеносфера залегает на глубинах 150—160 км, воздымаясь в Донбассе до 120—140 км и создавая своеобразные останцы древней тектонической активности, приведшей, по их мнению, к образованию Днепровско-Донецкого и Донбасского палеорифтов. Наличие подобных выступов в волноводе Гутенберга, мощном генераторе разогретой и весьма подвижной аномальной магмы, ранее нами предполагалось на глубинах 150—200 км [4, с. 169]. Ориентировка их под литосферой была северо-западной [5], наследуя, очевидно, регматическую сетку протерозойских глубинных разломов и воздымая свод ВУ щита ([4], см. рис. 32). По одному из таких развивавшемуся снизу вверх протерозойскому осевому дорифтовому средне- или сверхглубинному разлому с зонами дифракции (см. рис. 2, в) разогретая и подвижная магма проникала из расширявшегося астеносферного диапира под давлением или гравитационным всплыванием уже в рифее через мощную, плотную и более холодную литосферу к подошве земной коры, представлявшей собой пластичную зону массовой гидратации мантийных пород [14], в которой магма растекалась в южном и северном от Осевого разлома направлениях (подобно современному Кеннийскому рифту [9]), образуя подкоровый коро-мантийный диапир. Это, а также развивавшиеся сверху вниз рифтовые разломы способствовали растяжению свода ВУ щита, растаскиванию и проседанию его отдельных дислоцированных рифтовыми разломами блоков в формировавшуюся расселину — рифейский рифт (см. рис. 2, в). Проникновение тепла, флюидов и подвижной магмы из глубинного астеносферного диапира в коро-мантийную зону способствовало дополнительному горизонтальному растяжению консолидированной земной коры и увеличению в зоне рифта мощности осадочно-вулканогенной коры. Растяжение, как показали математические расчеты [5], было незначительно, но вполне достаточным для образования рифейского и позднедевонского рифтов. Первый из них зафиксирован сейсморазведкой только в юго-восточной части ДДВ и в Донбассе (см. рис. 1), где консолидированная земная кора имела мощность 20 км и менее. Распространялся ли этот рифт до Припятского прогиба или трассировался на Овручский позднепротерозойский грабен (см. рис. 1), как предполагает В. Б. Соллогуб [15], сказать пока трудно.

Дальнейший разогрев и расширение астеносферного диапира привели к позднедевонскому воздыманию свода ВУ щита, образованию крайних позднедевонских синсводовых рифтовых глубинных разломов, более широкому, чем в рифее, проникновению по ним и осевому разлому через относительно холодную литосферу разогретой астеносферной магмы и ее флюидов в относительно пластичную по сравнению с залегающей выше консолидированной земной корой, зону перехода кора — мантия, способствуя вертикально-горизонтальному растаскиванию блоков земной коры и образованию позднедевонского рифта (см. рис. 2, б). Наличие на современном профиле ГСЗ более мощной и широко распространенной зоны перехода кора — мантия не только в пределах рифейского рифта, но к югу и северу от него, дает основание предполагать, что позднедевонский коро-мантийный диапир был более мощным, чем рифейский. Его мощность в позднедевонскую эпоху, видимо, увеличилась от 10 до 20 км (см. рис. 2, а, б). Он распространялся не только вблизи осевого дорифтового разлома, но также в южном и северном направлениях, что способствовало растяжению плит земной коры и формированию позднедевонского ДДР. Формирование более широкого рифта и накопление в нем вулканогенно-осадочных пород было четы-

реактным [7]. Проникавший в конце среднего девона коро-мантийный диапир, по-видимому, лишь пликативно воздымал «плечи» потенциального позднедевонского рифта, способствуя «лоскутному» накоплению маломощных среднедевонских, а затем позднедевонских вулканогенно-осадочных пород, увеличивая при этом мощность осадочно-вулканогенной земной коры или литосферы.

Пульсационный отток по разломам магмы и разрядка вспучивающих усилий коро-мантийного диапира привели к утонению на отдельных участках его мощности (см. рис. 2, б) и погружению блоков земной коры в формирующемся рифте. Начиная с конца фамена, пульсационное расширение астеносферного и коро-мантийного диапиров уменьшается и формирование ДДР прекращается. На переходном рифтово-синеклизном турнейско-ранневизейском этапе разрядка вспучивающих усилий в коро-мантийном и астеносферном диапирах способствовала интенсивному погружению земной коры и увеличению в литосфере мощности ее осадочного чехла. Это благоприятствовало некомпенсированному диахронному накоплению больших мощностей осадков прежде всего в юго-восточной части ДДВ, где консолидированная земная кора была более тонкой (см. рис. 1) и мобильной, чем в ее северо-западной части, где мощность консолидированной коры превышала 40 км и накапливались небольшие мощности турнейско-нижневизейских отложений, распространенных только в пределах ДДР. Дальнейшее пульсационное сжатие коро-мантийного и астеносферного диапиров способствовало погружению земной коры не только в пределах позднедевонского рифта, но и на его плечах, что привело к образованию обширной синеклизы и ритмическому накоплению морских и континентальных отложений как в пределах рифта, так и на склонах Украинского щита и Воронежской антеклизы (см. рис. 2, в). Небольшое предтриасовое расширение коро-мантийного диапира привело к некоторой активизации краевых глубинных разломов ДДР, особенно в ДР, небольшой инверсии геотектонического режима и формированию структурного несогласия. Последующее остывание аномальной мантии благоприятствовало обособлению современной ДДВ и накоплению в ней мезозойских платформенно-синеклизных и кайнозойских платформенных отложений, увеличению мощности осадочной оболочки литосферы и окончательной стабилизации границ зоны перехода кора — мантия.

Таким образом, проанализированный нами новейший геолого-геофизический материал показал, что литосфера ДДВ в течение рифея — антропогена претерпела сложное геотектоническое развитие. Основная роль в заложении и развитии ДДВ и залегающих под ней позднедевонского и рифейского рифтов принадлежала эндогенным вертикально-горизонтальным пульсационным движениям астеносферного и коро-мантийного диапиров при ведущей роли расширяющегося астеносферного слоя — мощного генератора тепла, флюидов и подвижной магмы. На образование и ориентировку глубинных астеносферных диапиров, очевидно, оказывали влияние ротационные напряжения Земли и регматическая сетка развивающихся снизу вверх глубинных или сверхглубинных разломов северо-западной ориентировки, снижавших давление и повышавших температуру в астеносферном слое. В рифее астеносферный диапир под современной ДДВ проникал, очевидно, до глубины 150 км и менее, поднимал залегающую над ним литосферу, способствовал размыву и утонению мощности консолидированной коры и раскрывал потенциальные магмоподводящие глубинные разломы. По последним подвижная астеносферная магма и флюиды проникали до подошвы земной коры — пластичной зоны массовой гидратации мантийных пород и низов земной коры, поднимая ее и растекаясь под ней в виде коро-мантийного диапира, что способствовало образованию синсводовых рифтовых разломов, растаскиванию дислоцированных ими блоков коры и формированию рифейского рифта, где сохранилось от размыва около 7 км осадочно-эффузивных пород, т. е. появлению осадочно-вулканогенной коры или литосферы.

Излияние магмы и снижение температуры благоприятствовали прекращению развития рифейского рифта и размыву рифейских и более древних пород в своде Воронежско-Украинского щита. Последующие эндогенные процессы в астеносферном диапире привели к его дальнейшему расширению до глубины 135 км и менее, подъему литосферы и инъекции разогретой астеносферной магмы в подкоревой субстрат, что способствовало образованию более широкого, чем рифейский, коро-мантийного диапира. Такое четырехактное вертикально-горизонтальное расширение этого диапира благоприятствовало воздыманию земной коры, заложению рифтовых разломов, горизонтальному растаскиванию блоков и образованию более широкого позднедевонского ДДР. Пульсационное расширение и сжатие астеносферного и коро-мантийного диапиров продолжалось в течение всего развития ДДР, а также залегающей на нем синеклизы, однако интенсивность этого расширения по мере остывания астеносферной магмы все время уменьшалась, что влияло на эволюцию литосферы и формирование каменноугольно-кайнозойской синеклизы и ДДВ.

Список литературы

1. Балуховский Н. Ф. О тектонической природе Днепровско-Донецкой нефтегазоносной провинции//Закономерности образования и размещения промышленных месторождений нефти и газа. Киев: Наук. думка, 1975. С. 186—192.
2. Бондарчук В. Г. Про тектоніку Великого Донбасу і походження рівноподібних прогнів і платформ//Геол. журн. 1956. Т. 16. Вип. 2. С. 3—12.
3. Гавриш В. К. Роль глубинных разломов в формировании локальных структур Днепровско-Донецкой впадины (рифтогена)//Геол. журн. 1965. Т. 25. Вип. 6.
4. Гавриш В. К. Глубинные структуры (разломы) и методика их изучения. Киев: Наук. думка, 1969. 226 с.
5. Гавриш В. К. Глубинные разломы, геотектоническое развитие и нефтегазоносность рифтогенов. Киев: Наук. думка, 1974. 160 с.
6. Гавриш В. К., Рябчук Л. И. Генезис и нефтегазоносность краевых глубинных разломов Днепровско-Донецкого рифта. Киев: Наук. думка, 1981. 161 с.
7. Гавриш В. К. Глубинное строение и эволюция Днепровско-Донецкого палеорифта//Геотектоника. 1987. № 2. С. 119—128.
8. Лаутон А. С. Структурные взаимоотношения Аденского залива, Красного моря и депрессии Афар в Эфиопии//Система рифтов Земли. М.: Мир, 1970. С. 64—74.
9. Логачев Н. А., Зорин Ю. А., Рогожина В. А. Кайнозойский континентальный рифтогенез и геологические формации (на примере Кенийской и Байкальской рифтовых зон)//Геотектоника. 1983. № 2. С. 3—15.
10. Ляшкевич З. М., Завьялова Т. В. Вулканизм Днепровско-Донецкой впадины. Киев: Наук. думка, 1977. 176 с.
11. Милановский Е. Е. Основные типы рифтовых зон материков//Вестн. Моск. ун-та. Сер. геол. 1970. № 2. С. 13—35.
12. Милановский Е. Е. Эволюция рифтогенеза в истории Земли//27-й Международный геол. конгресс. Тектоника. Секция С.07. Доклады. Т. 7. С. 109—126.
13. Муратов М. В., Микунов М. Ф., Чернова Е. С. Основные типы тектонического развития Русской платформы//Изв. вузов. Геология и разведка. 1962. № 11. С. 3.
14. Пейве А. В., Савельев А. А. Структуры и движение в литосфере//Геотектоника. 1982. № 6. С. 5—24.
15. Соллогуб В. Б., Чекунов А. В. Литосфера юго-восточной Европы по данным геофизики//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1983. № 12. С. 3—12.
16. Соллогуб В. Б., Кутас Р. И., Соллогуб Н. В. Проявление динамики литосферы в зоне сочленения Восточно-Европейской платформы с Черноморской впадиной//Докл. АН УССР. Сер. Б. 1986. № 6. С. 16—19.
17. Субботин С. И., Наумчик Г. Л., Рахимов И. Ш. Мантия Земли и тектогенез. Киев: Наук. думка, 1969. 173 с.
18. Хаин В. Е. Эволюция земной коры и возможные формы ее связи с процессами в верхней мантии//Сов. геология. 1964. № 6. С. 3—22.
19. Чекунов А. В. Структура земной коры и тектоника юга Европейской части СССР. Киев: Наук. думка, 1972. 176 с.
20. Чекунов А. В., Соллогуб В. Б. Соотношение границ и кинематика движений в тектоносфере//Докл. АН УССР. Сер. Б. 1987. № 8. С. 27—30.
21. Шатский Н. С. О происхождении Пачелмского прогиба. Сравнительная тектоника древних платформ//Бюл. МОИП. Отд. геол. 1955. Т. 30. Вип. 5. С. 5—26.
22. Шатский Н. С. Избранные труды. М.: Наука, 1964. Т. 2. 720 с.
23. Darracott B. W., Fairhead J. D., Girdler R. W. Gravitational and magnetic surveys in northern Tanzania and southern Kenya//Tectonophysics. 1972. V. 15. P. 131—141.
24. Searle R. C. Evidence from gravity anomalies for thinning of the lithosphere beneath the rift valley in Kenya//Geophys. J. Roy. Astron. Soc. 1970. V. 21. P. 13—31.

УДК 551.243.1(470.5)

© 1990 г.

ФИЛИПОВ С. А., КОРОЧКИНА С. Ф.

**ПРОЯВЛЕНИЯ ДИЗЪЮНКТИВНОЙ ТЕКТониКИ
В ПРОДУКТИВНОЙ ТОЛЩЕ ВЕРХНЕКАМСКОГО
МЕСТОРОЖДЕНИЯ КАЛИЙНЫХ СОЛЕЙ**

В работе приведены сведения о ранее известных и вновь обнаруженных трещинах в продуктивной толще Верхнекамского месторождения калийных солей. Образование трещин рассматривается взаимосвязанно с этапами и условиями складкообразования в соляной толще. Соответственно этому выделено три типа трещин: 1) диагенетические трещины складкообразования; 2) внутрипластовые трещины отрыва; 3) эпигенетические трещины растяжения. Показано значение этих трещин как нарушений сплошности водозащитной толщи. Намечен комплекс мер по дальнейшему их изучению.

Верхнекамское месторождение калийных солей вот уже несколько десятилетий эксплуатируется шахтным способом. Важнейшее условие безопасного ведения эксплуатационных работ при разработке соляных месторождений шахтами — наличие хорошей водозащитной толщи (ВЗТ) над подземными горными выработками. В этом смысле важно изучить и прогнозировать те явления, которые приводят к нарушению сплошности ВЗТ. Это особенно актуально в связи с недавним затоплением рудника Третьего Березниковского калийного рудоуправления ПО «Уралкалий». К явлениям, которые могут серьезно нарушать ВЗТ, следует относить дизъюнктивные дислокации, и в частности трещины в соляной толще. Положение осложняется тем, что в течение длительного времени ведущие исследователи соляных толщ вообще отрицали возможность существования в солях открытых (зияющих) трещин. Единственное краткое обобщение материалов по трещиноватости карналлитового пласта «В» Верхнекамского месторождения сделано В. А. Вахрамеевой около 30 лет назад. Кроме того, отрывочные сведения о наличии трещин в продуктивной толще можно отыскать в работах В. А. Вахрамеевой, Н. Г. Шешукова, А. А. Иванова, Б. М. Голубева. Трещины, недавно обнаруженные в процессе эксплуатационных работ и характеризующиеся ниже, значительно изменяют и дополняют существующие представления по этому вопросу. Несомненно, что образование большинства обнаруженных трещин является следствием развития тектонических процессов в соляной толще Соликамской впадины.

Общее тектоническое строение данной толщи рассмотрено в работах Б. М. Голубева, Б. И. Сапегина и В. Н. Янина, В. И. Копнина, А. А. Иванова и М. Л. Вороновой [1—5]. Вопросы образования дизъюнктивных дислокаций указанными авторами практически не затронуты. Особенности же формирования различных пликативных дислокаций в соляной толще наиболее четко, по нашему мнению, изложены в работе В. И. Копнина [4]. Приведенная им этапность и специфика проявления галокинеза используются нами для объяснения факторов и обстановок формирования трещин. При этом делается естественное допущение, что некоторые этапы и условия складкообразования и образования трещин взаимосвязаны пространственно и генетически.

Исходя из характера строения и особенностей пространственного размещения в продуктивной толще Верхнекамского месторождения нами выделяются три разновидности трещин, встречающихся в горных выработках.

К первой разновидности относятся трещины, во многом сходные с теми, которые В. А. Вахрамеева описала в карналлитовом пласте «В»

и пласте каменной соли «В—Г» в пределах Рудничного поднятия в выработках СКРУ-1. В. А. Вахрамеева отметила, что трещины здесь ориентированы субпараллельно простиранию осей складок, залегают полого, почти горизонтально. Схожие субгоризонтальные, параллельные напластованию трещины вскрыты в сильвинитах пласта Кр-II на куполе Березниковского поднятия выработками БКРУ-1 ПО «Уралкалий» и в кровле пласта «АБ» в пределах Поповского поднятия выработками СКРУ-2 ПО «Сильвинит». Подобные трещины встречены и в других местах.

Субвертикально падающая трещина встречена в сильвинитовом пласте «В» и пласте каменной соли «В—Г» в выработках СКРУ-2 в южной части Соликамского участка. Есть сведения о наличии таких трещин и над продуктивной толщей в ВЗТ. Так, например, секущие разноориентированные трещины были встречены в верхнем карналлитовом пласте «К», пласте каменной соли «И—К» и в горизонте покровной каменной соли при проходке ствола № 1 (СКРУ-1) и ствола № 5 (СКРУ-2) ПО «Сильвинит». Эти трещины обычно открытые, но иногда они полностью или частично выполнены галитом зернистой или, реже, волокнистой структуры. Волокнистая разновидность галита, как правило, наблюдается вблизи или внутри галопелитовых слоев или прослоев в солях. Важной характерной особенностью рассматриваемых трещин является их приуроченность к зонам интенсивной пластовой и внутрипластовой складчатости. Вероятнее всего, они сформировались в результате растрескивания пластов и слоев солей при образовании складок. Считая вслед за В. И. Копниным [4], что внутрипластовая и пластовая складчатость сформировались на стадии диагенеза соляной толщи, рассмотренные трещины мы определяем как диагенетические трещины складкообразования. В дополнение следует отметить, что пространственно данные трещины и интенсивная соляная складчатость приурочены к поднятиям типа Березниковского, Поповского и Рудничного, тяготея к их сводам.

Вторая и третья разновидности трещин известны ранее не были. Они обнаружены в процессе эксплуатационных работ в пределах Тверитинского прогиба на Новосоликамском участке в горных выработках СКРУ-3 ПО «Сильвинит». Ко второй разновидности относятся трещины, вскрытые в блоках I и 8 VI и в 3-м панельном вентиляционном штреке в пласте «Б» сильвинитового состава, который залегают здесь моноклинально. В пределах этой площади оконтуриваются две зоны трещиноватости шириной 200—300 и длиной 800—1000 м, ориентированные в северо-западном направлении. Азимут простирания трещин 286—340°, падение субвертикальное или северо-восточное по азимуту 20°. При этом угол падения изменяется соответственно от 85—90 до 60°. Наблюдаемая в горных выработках ширина (раскрытие) трещин колеблется между 0,1—0,2 и 3—5 см. В плане трещины прямые или слегка извилистые, прерывистые или кулисообразные. Длина их от единиц до первых десятков метров, причем они располагаются на расстоянии от 3 до 50 м друг от друга. Такие трещины пересекают пласт «Б», не выходя обычно за его пределы. В разрезе они S-образные или просто прогнутые, высотой от 0,1 до 1,7 м. Стенки трещин без видимых минеральных новообразований, неровные, слабоволнистые, иногда кавернозные. В последнем случае на плоскостях кристаллов сильвина и галита наблюдаются следы растворения. В пласте вокруг трещин, особенно с северо-востока от них, прослеживается перекристаллизация пестрого сильвинита, сопровождающаяся увеличением размеров кристаллов от 2—4 до 20 см и появлением стяжений молочно-белого сильвина и прозрачного, иногда голубого галита. Кроме того, в зонах трещиноватости наблюдается изменение структуры и текстуры полосатого сильвинита в верхней части нижележащего пласта «А». Изменения фиксируются на 0,1—0,4 м вниз от кровли и подчеркиваются появлением скоплений галопелитового материала на несогласном здесь контакте пластов «А» и «Б». Все трещины сухие и газонасыщенные. При вскрытии их комбай-

ном наблюдался интенсивный выхлоп. Лишь в одной трещине, вскрытой на забое камеры 6 блока I панели VI, установлено увлажнение стекловатным маточным рассолом.

Трещины, подобные вышеописанным, в небольшом количестве (5 шт.) встречаются и в пласте каменной соли «Б—В». Они располагаются в контуре зоны трещиноватости пласта «Б» и приурочены к мелким мульдобразным синклиналиям в пласте «Б—В». Их длина от 0,4 до 5,0 м при преимущественно северо-западном простирании с азимутом от 220—270 до 345°. Трещины эти часто субвертикальные, но иногда наклонные, с углами падения, изменяющимися от 85—90 до 60° при северо-восточном падении с азимутом 10—20°. В плане они также прерывистые и извилистые, стенки неровные и без новообразований. У некоторых трещин наблюдается вертикальное смещение стенок, особенно у северо-восточных, на 1—2 см по падению, реже на 2—3 см по простиранию трещин. Как уже отмечалось выше, трещины второй разновидности приурочены к пласту пестрых сильвинитов «Б» или пласту каменной соли «Б—В», которые располагаются на контакте сильвинитовой и карналлитовой частей разреза калиеносной толщи. Образование трещин, по-видимому, можно объяснить различием механических свойств сильвинитов и карналлитов, которое проявилось в процессе галокинеза на стадии эпигенеза соляной толщи. Наиболее вероятно, что это происходило во время образования таких крупных тектонических форм, как Тверитинский или Дурыманский прогиб, и сопряженные с ними поднятия. По В. И. Копнину [4], такие крупные (внешние) тектонические формы образуются вследствие неравномерных петростатических нагрузок на соляную толщу и представляют собой соляные крипоструктуры или диапироидные складки. В соответствии со сказанным, данная разновидность дизъюнктивов определяется как позднедиагенетические и постдиагенетические внутрислоевые трещины отрыва. Не исключено, что литологическая неоднородность разреза при деформациях в указанных выше условиях была усилена за счет возможного наличия зон замещения сильвинитов каменной солью в нижележащих пластах Кр. III, II, I и А.

В третью разновидность выделены трещины, секущие одновременно пласты «А», «Б» и «Б—В». Они вскрыты горными выработками в пределах центральной части Тверитинского прогиба и располагаются на расстоянии в сотни метров друг от друга. Четыре такие трещины вскрыты в длину на протяжении до 90 м. В разрезе трещины субвертикальные, а в плане прямые, прерывистые, с кулисообразным смещением на 0,1—0,4 м. Простирание трещин преимущественно двух направлений: северо-восточное 10—42° и северо-западное 295—310°. Видимые поверхности стенок довольно ровные, без каких бы то ни было новообразований. В околотрещинном пространстве никаких изменений также не наблюдается. Ширина (раскрытие) трещин от 0 в нижней части пласта «А» до 5—8 мм в пласте каменной соли «Б—В». Из обнаруженных четырех трещин две — без смещения, а две — с небольшим смещением по падению и простиранию на 1—3 см. По отношению к вышеописанным внутрислоевым трещинам отрыва данные трещины являются секущими, а следовательно, и более молодыми. Соответственно этому они и выделяются в третью разновидность — эпигенетические трещины растяжения соляной толщи в условиях Тверитинского прогиба. Не исключено, что указанные трещины третьей разновидности сформировались под действием новейших тектонических движений. Кроме того, для установления более точного их генезиса следовало бы проанализировать и техногенные факторы воздействия на соляную толщу.

В заключение следует отметить, что трещины первой и второй разновидности распространяются в пределах одного или двух смежных пластов и обычно изолированы друг от друга. Трещины третьей разновидности могут пересекать несколько пластов при значительной протяженности в плане. Соответственно именно эти трещины могут создавать опасные ослабленные зоны в продуктивной толще и ВЗТ. Тем более, что

распространение таких трещин выше пласта «В—Г» не прослежено, так как эта часть разреза относится к ВЗТ и выработками не вскрывается.

При ведении эксплуатационных работ в зонах развития третьей разновидности трещин рекомендуется:

1. Осуществлять постоянный контроль за рассоловыделениями из этих трещин.

2. Контролировать степень раскрытости трещин путем систематических измерений.

3. Привлечь локационные методы геофизики для изучения стратиграфического интервала распространения трещин.

Список литературы

1. Голубев Б. М. Роль послыоного течения солей во внутренней тектонике калийной зоны Березниковской брахиантиклинали Верхнекамского месторождения//Геология и условия образования месторождений калийных солей. Л., 1972. С. 100—111. (Тр. ВНИИГ. Вып. 60).
2. Голубев В. М. Особенности внутреннего строения соляной толщи Верхнекамского калийного месторождения//Проблемы соленакопления. Т. II. Новосибирск: Наука, 1977. С. 115—118.
3. Иванов А. А., Воронова М. Л. Верхнекамское месторождение калийных солей. Л.: Недра, 1975. 219 с.
4. Копнин В. И. Этапы и условия осадкообразования на Верхнекамском месторождении калийных солей//Геотектоника. 1983. № 6. С. 46—60.
5. Сапегин Б. И., Янин В. Н. Основные черты тектоники Верхнекамского калийного месторождения//Строение и условия формирования месторождений калийных солей. Новосибирск: Наука, 1981. С. 118—124.

Институт геологии и геохимии
АН СССР, Свердловск, 620644

Поступила в редакцию
12.XII.1988

УДК 550.834 : 551.24 (—925.2)

© 1990 г.

ЯЧМЕННИКОВ Ю. М., НИКОЛАЕВ В. Г.

**СТРОЕНИЕ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА СУРХАНДАРЬИНСКОЙ
ВПАДИНЫ ПО ДАННЫМ СЕЙСМОРАЗВЕДКИ**

Рассмотрено строение осадочного чехла Сурхандарьинской впадины на основании большого количества сейсмических профилей. Выделено четыре сейсмокомплекса, дана их возрастная датировка. Составлена новая структурная карта района по кровле бухарских слоев палеоцена. На ней кроме субмеридиональных высокоамплитудных разломов показана система субширотных разломов, относимых скорее всего к сдвигам. Описаны различные типы складок осадочного чехла, распространенные в этом районе.

Сурхандарьинская впадина является частью крупной Афгано-Таджикской депрессии. С запада и севера она ограничена выходами на поверхность палеозойских образований (хребты Кугитанг, Гиссарский), с востока от основной части депрессии — Кафирниганской мегантиклиналью, а на юге раскрывается на территорию Афганистана. Общее простиранение структуры северо-восток — юго-западное. Она протягивается в этом направлении на 170—200 км при ширине около 100 км.

Характеристики осадочного чехла рассматривались во многих работах [1, 3, 5 и др.]. Однако они основывались прежде всего на результатах поверхностной геологии, результатах бурения и отдельных сейсмических профилях. Физические свойства пород, сейсмогеологические параметры осадочной толщи охарактеризованы недавно в работе Т. Л. Бабджанова и др. [2]. Большой объем сейсморазведочных работ различной модификации (прежде всего ОГТ), проведенных за последние годы, позволяет дать более обоснованную характеристику строения осадочного чехла.

Фундамент Сурхандарьинской впадины предположительно сложен палеозойскими (с включением докембрийских) метаморфизованными породами, выходящими на поверхность в обрамлении. Скорее всего в состав фундамента входят образования пермо-триаса, представленные эффузивно-осадочными толщами. По данным сейсмопрофилирования (станция «Земля»), максимальные глубины залегания поверхности фундамента отмечаются в южной и северной частях (11,5 и 11,0 км). Мульды вытягиваются в субширотном направлении, т. е. повторяют простиранение палеозойских структур северного обрамления. Горстоподобные поднятия шириной 10—20 км вытянуты в субмеридиональном направлении. В их пределах отметки поверхности фундамента составляют $-7,0 \div -8,5$ км. Отражения от фундамента на профилях ОГТ практически нигде не получены.

Осадочный чехол Сурхандарьинской впадины сложен отложениями от юры до антропогена. Его суммарная мощность колеблется от 12 000 м в наиболее прогнутых местах до 1000—500 м в бортовых зонах.

На сейсмических профилях выделяются четыре сейсмокомплекса, отличающиеся формой записи и структурными особенностями (рис. 1). Они, как правило, разделены поверхностями несогласий. Угловые несогласия величиной в доли градуса или первые градусы наблюдаются в прибортовых частях впадины или в пределах антиклинальных структур. В наиболее прогнутых частях сейсмические горизонты субпараллельны, и несогласие приобретает скрытый характер. В редких случаях отмечается несогласное налегание верхних горизонтов на нижние в синклиналичных структурах. В связи со сложными сейсмогеологическими условиями и методикой работ достаточно хорошо охарактеризована большая

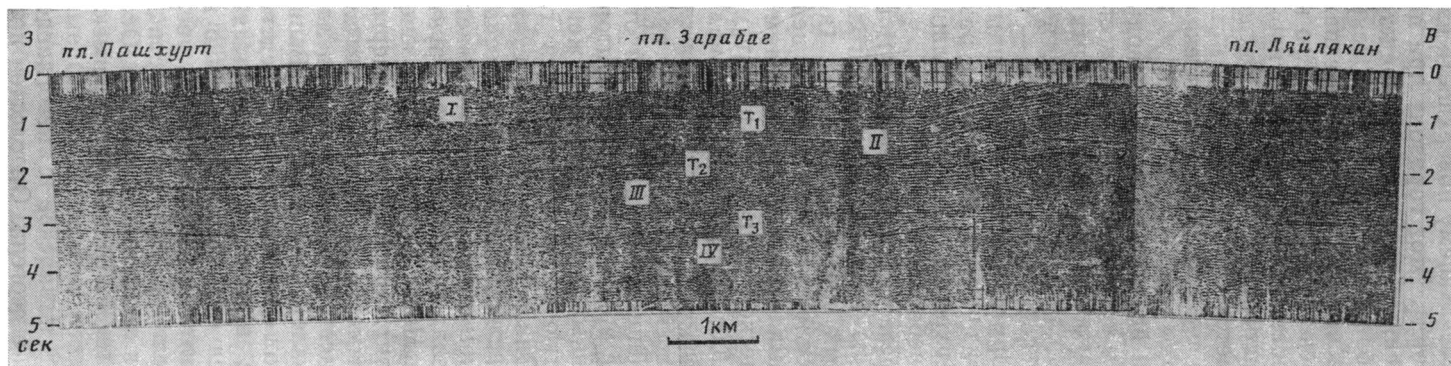


Рис. 1. Временной сейсмический разрез через центральную часть Сурхандарьинской впадины. Цифрами и буквами обозначены горизонты и сейсмокомплексы (см. текст)

часть разреза, но менее информативны данные о самой верхней (антропогеновой) и самой нижней (низы юры) частях разреза.

Нижний (IV) сейсмокомплекс сопоставляется с келловей-оксфордскими и более древними отложениями юры. Его верхняя граница проводится по горизонту T_3 , отвечающему поверхности известняков гиссарской свиты (келловей — оксфорд). Этот горизонт при пологом залегании хорошо выражен на временных разрезах и представлен одной — двумя осями синфазности. Карбонатные породы обнажены в пределах Байсунского юрского поля и вскрыты единичными скважинами (Баянгора). Прослежен сейсмокомплекс IV спорадически. Его внутренняя структура выражена хорошо расслоенной волновой картиной. В наиболее погруженных частях Сурхандарьинской впадины волновая характеристика сейсмокомплекса ухудшается.

Следующий вверх по разрезу сейсмокомплекс III сопоставляется с отложениями верхней юры (кимеридж — титон), нижнего и верхнего (до сеномана) мела. Его верхняя граница проводится по горизонту T_2 , отвечающему известнякам сеномана. Внутренняя структура сейсмокомплекса III отличается разнообразием как по вертикали, так и по латерали. Его нижнюю часть слагают ангидриты и гипсы с прослоями терригенных пород гаурдакской свиты (кимеридж — титон). Они характеризуются хаотической формой записи на временных разрезах, и именно увеличение мощности этих пород определяет раздвиг мощности всего комплекса. Редко к поверхности соленосной толщи приурочен горизонт T_3^1 , прослеживаемый на небольшие расстояния.

Верхнюю часть разреза сейсмокомплекса III слагают терригенные отложения, разделенные на две литологические толщи: нижнюю (валанжин — апт) красноцветных пород и верхнюю (апт — сеноман) — песчаники, алевролиты с прослоями известняков. В целом это параллельно-слоистая часть сейсмокомплекса. Но вместе с тем на многих участках появляются зоны хаотической записи с элементами наклоненных осей синфазности. Вероятно, здесь происходят фациальные замещения на более грубозернистые породы.

Выше по разрезу по всей площади впадины прослежен сейсмокомплекс II. Его верхней границей служит опорный отражающий горизонт T_1 , являющийся наиболее ярким для всей территории Афгано-Таджикской впадины. На временных разрезах он выражен высокоамплитудной границей с тремя — шестью фазами. Приурочен горизонт T_1 к бухарским слоям палеоцена. Они вскрыты многими скважинами и представлены известняками и гипсами с прослоями песчано-глинистых пород. В средней части сейсмокомплекса II прослеживается горизонт T_2^1 . Он хорошо следует в пределах синклиналильных структур и хуже выражен на локальных поднятиях. Ниже горизонта T_2^1 расположена верхнемеловая толща (турон — сенон), представленная мергелистыми глинами с прослоями известняков и мергелей. В ней вверх по разрезу увеличивается карбонатность, а вместе с тем появляются латеральные фациальные переходы в песчано-алевритовые породы. Выше горизонта T_2^1 располагаются морские отложения палеоцена, представленные преимущественно известняками с прослоями терригенных пород. Внутреннее строение сейсмокомплекса отличается достаточно выдержанной параллельной слоистостью, причем ее выраженность увеличивается вверх по разрезу. Иногда параллельные оси синфазности сменяются на косо-слоистые или замещаются хаотической записью. Особенно это характерно для нижнего подкомплекса. Такие участки имеют небольшую протяженность в 1—3 км.

На мел-палеоценовом комплексе с несогласием залегает мощный сейсмокомплекс I эоцена — неогена. Он сложен преимущественно конгломератами, песчаниками, глинами, алевролитами. Суммарная мощность комплекса превышает 5000 м. В его нижней части наблюдается хорошо выраженная слоистость, которая уменьшается вверх по разрезу. В составе комплекса по форме записи и рисунку горизонтов наблюдаются малоамплитудные речные палеоврезы, а в некоторых местах, вероят-

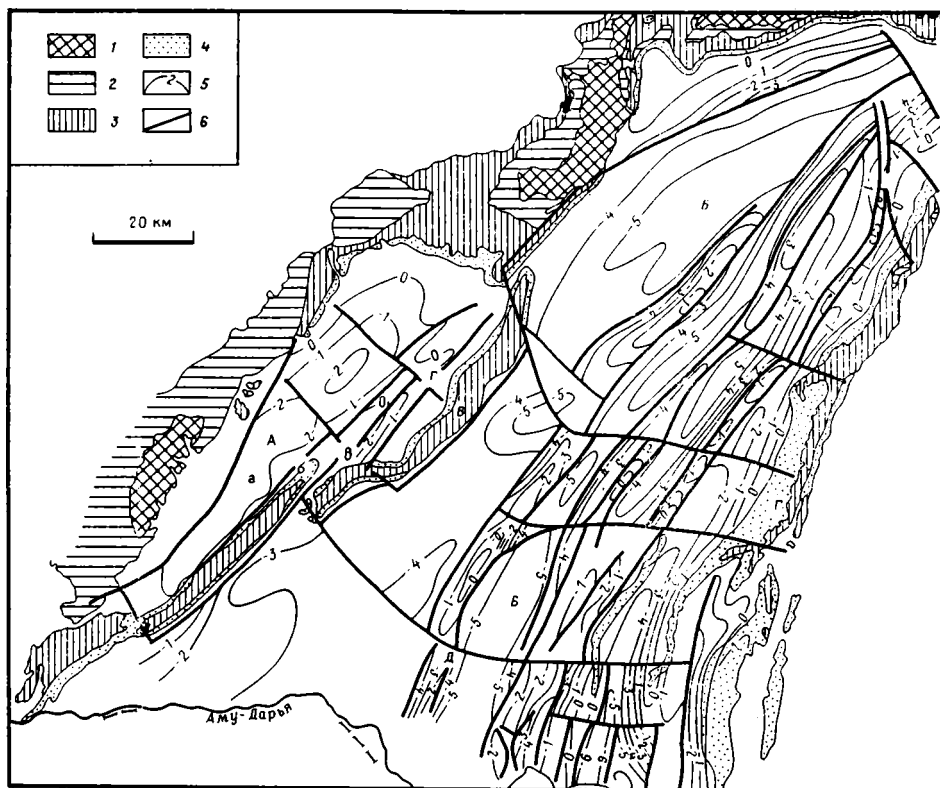


Рис. 2. Структурная карта Сурхандарьинской впадины по кровле бухарских известняков палеоцена

1—4 — выходы на поверхность образований: 1 — палеозоя, 2 — юры, 3 — мела, 4 — палеоцена; 5 — изогипсы по кровле палеоцена (в км); 6 — разломы. Буквами обозначены: А — Байсунская синклинали, Б — Сурханский прогиб, В — Шерабад-Сарыкамьшская антиклиналь, Г — Бабатагская антиклиналь; а—д — брахиантиклинали: а — Пашхурт, б — Зарабаг, в — Ляйлякан, г — Когнысай, д — Учкызыл

но, палеоконусы выноса. В составе неогена на пологих антиклиналях и в синклиналях прослеживается динамически слабо выраженный горизонт T_1^1 . Возможно, он отвечает поверхности несогласия между полизакской и бальджуанской свитами, которое, по данным бурения, выражено интенсивным размывом и резким угловым несогласием.

Самый верхний антропогенный сейсмокомплекс в сейсмическом отношении охарактеризован крайне слабо. В нем прослеживаются отдельные отражающие горизонты, иногда дающие возможность судить о соотношениях с подстилающими толщами. Комплекс представляет собой очень сложное сочетание разнообразных литологических разностей: конгломератов, галечников, песков, лёссов. Максимальная мощность комплекса достигает 800 м.

По кровле бухарских известняков палеоцена (горизонт T_1) построена структурная карта (рис. 2), дающая представление о строении надсолевого комплекса Сурхандарьинской впадины. На западе расположена Байсунская синклинали, примыкающая к Кугитангскому поднятию. Ее западный и восточные борты осложнены разломами. Поверхность бухарских известняков погружена в центральной части до отметок —2 км. К югу синклинали резко сужается. Двумя разломами небольшой амплитуды северо-западного простирания Байсунская синклинали разделена на три блока, наиболее приподнятым из которых является северный. На востоке Байсунская синклинали ограничена узкой Шерабад-Сарыкамьшской антиклиналью, в своде которой на поверхность выходят отложения мела. Она ундуляциями шарнира разделена на более мелкие складки, соединяющиеся кулисообразно в центральной части. Восточ-

ный борт антиклинали осложнен крупным разломом амплитудой в разных частях от 3 до 4 км.

К востоку от Шерабад-Сарыкамышской антиклинали расположен сложно построенный Сурханский прогиб северо-восточного простирания. В его пределах выделяется целая система положительных и отрицательных локальных структур второго порядка, как правило, отделяемых друг от друга разрывными нарушениями. В наиболее прогнутых мульдах поверхность бухарских слоев погружена до отметок —5—6 км, а в сводах антиклинальных складок она поднимается до нуля. Сурханский прогиб разделяется на две части: западную и восточную. В западной части поверхность бухарских слоев залегает достаточно полого, а в восточной она изгибается в систему узких линейно вытянутых складок северо-восточного простирания. Как правило, восточные крылья более крутые, чем западные. В восточной части сосредоточены многочисленные разломы, амплитуда которых колеблется от первых сотен метров до первых километров. Кроме разломов основного северо-восточного простирания имеется группа субширотных разломов с меньшей амплитудой. По ним отмечается смещение изогипс на северных блоках к востоку по отношению к южным блокам. Разломы протягиваются на большие расстояния и к западу приобретают северо-западное простирание. Вертикальное смещение по ним оценивается в 100—300 м, редко до 1000 м. Горизонтальная составляющая определяется в 1—2 км. Плоскости разломов почти вертикальные и прослеживаются в виде зон потери корреляции до глубин 3—4 с.

К востоку от Сурханского прогиба параллельно ему протягивается Бабатагская антиклиналь, входящая в Бабатаг-Кафирниганский антиклинорий [3 и др.]. Антиклиналь представляет собой систему надвиговых пластин. Максимальная амплитуда надвига до 20 км установлена на севере антиклинали на территории Таджикской ССР [4 и др.]. В своде антиклинали на поверхность выходят меловые и палеогеновые отложения. Антиклиналь состоит из серии брахиантиклиналей, разделенных отдельными брахисинклиналями. В них поверхность бухарских известняков погружается до —2—2,5 км.

Большинство разломов представляет собой субвертикальные сбросы. К ним относятся наиболее протяженные разрывные нарушения. Субширотные разрывы могут быть охарактеризованы как сбрососдвиги. Особенно это относится к разломам востока Сурханского прогиба.

Антиклинальные складки часто осложнены надвигами малой амплитуды, не всегда видимыми на временных разрезах. Один из таких надвигов подтвержден бурением на площади Ляйлякан (см. рис. 1). Скважина 1-Ляйлякан вскрыла сдвоенный разрез нижнего мела (баррем — готерив — валанжин). На временном разрезе надвиг выражен повторением опорных горизонтов и осложнением рисунка записи. Аналогичные надвиговые структуры обнаружены на площадях Учкызыл, Куштепе и некоторых других.

Наряду с довольно простыми брахиантиклиналями существуют и сложно построенные складки. Они в основном приурочены к восточной части Сурханского прогиба, где вытянуты в линейные антиклинальные зоны. На площади Учкызыл хорошо прослежены опорные отражающие горизонты (рис. 3). В восточной части профиля горизонты T_1 , T_2 и T_3 залегают субпараллельно и горизонтально. По мере приближения к осевой части складки они воздымаются, причем угол наклона горизонта T_1 больше, чем горизонта T_3 . В центральной части брахиантиклинали очень сложная картина. Здесь наблюдаются как субвертикальные падения слоев, так и их субгоризонтальное залегание. Целая система надвигов, отходящих, вероятно, от главной плоскости надвига, создает хаотическую картину записи. Возможно, что в осевой зоне складки присутствуют тектонически брекчированные породы, которые также осложняют рисунок записи. На восточном крыле брахиантиклинали падение слоев составляет от 30—40° до вертикального, а на западном — не превышает

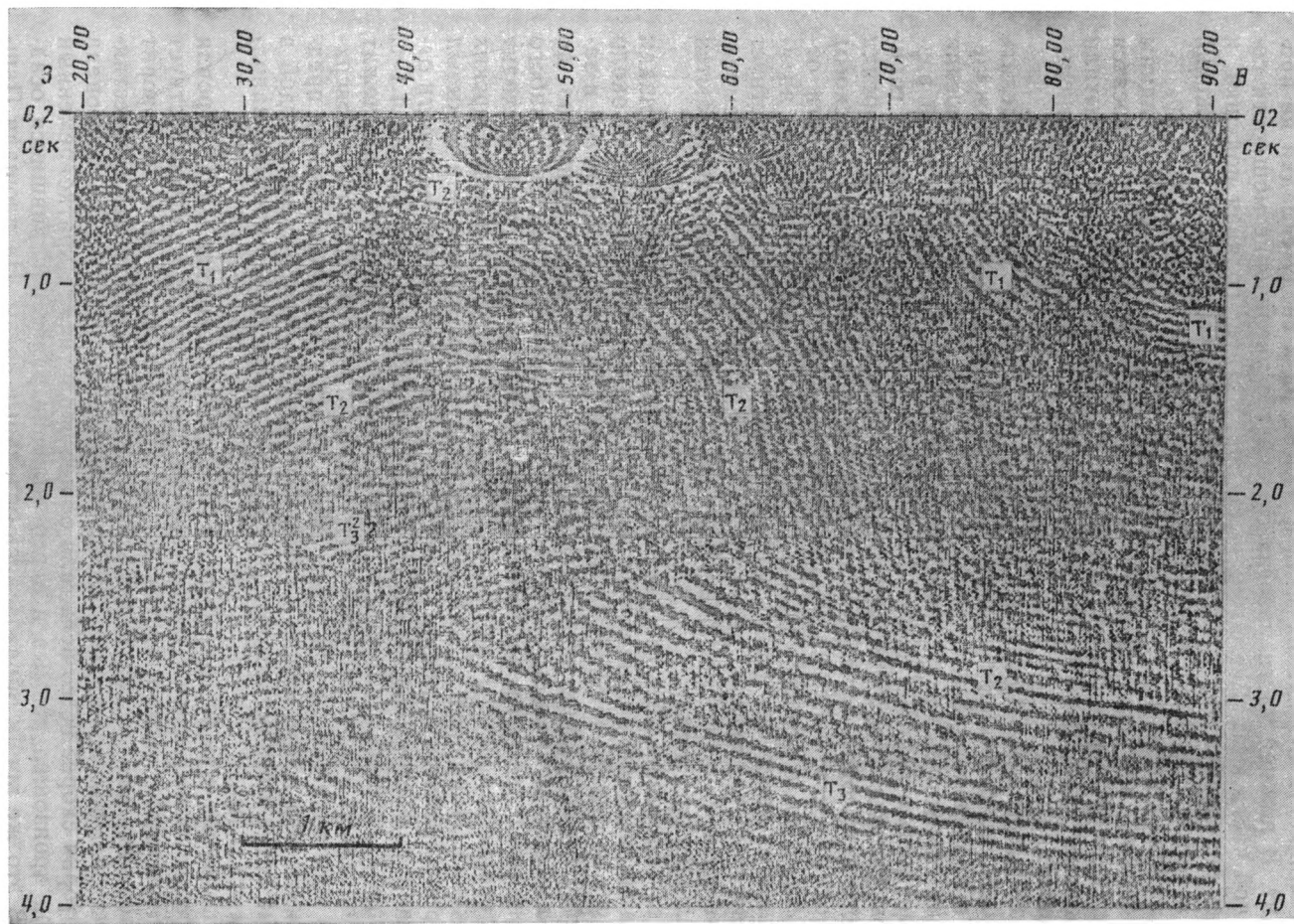


Рис. 3. Временной разрез через площадь Учкызыл, иллюстрирующий строение сложной складки

15—20°. Сходной характеристикой обладают структуры Хаудаг, Кокай-ты и др.

Другой тип антиклинальных структур представляют собой складки на западе Сурхандарьинской впадины. На площади Когнысай наблюдается пологая антиклинальная складка с симметричными бортами (рис. 4). Углы падения на крыльях составляют 5—10°. Никакого изменения мощности отложений мела и палеоцена к своду складки не происходит. В нижней части разреза отмечается увеличение мощности соленосной части юры. Вероятно, здесь присутствует соляная подушка, и именно она послужила причиной антиклинального изгиба отложений мела и палеоцена. Аналогичны антиклинали Зарабаг, Гаджак и др.

Антиклинальные складки в пределах Сурхандарьинской впадины образовались примерно на рубеже палеоцена — эоцена, т. е. относятся к постседиментационным структурам. В дальнейшем они испытали осложнения, вызванные более поздними неогеновыми и антропогенными движениями.

Материалы сейсморазведки позволяют в какой-то мере определить некоторые закономерности формирования осадочного чехла. К сожалению, в пределах крупных антиклинальных зон информация о строении нижних горизонтов отсутствует. Это может быть вызвано сильной раздробленностью пород и как следствие — потерей коррелятивности горизонтов. Отсюда некоторая предположительность выводов о строении юрского и мелового сейсмокомплексов. На разрезе нижнего (юрского) сейсмокомплекса наблюдается постепенное уменьшение мощности отдельных слоев в сторону палеозойского обрамления и к сводам антиклинальных перегибов (структура Каракурт и др.). Это свидетельствует о конседиментационном развитии поднятий для юрского времени. В остальных случаях слои ведут себя параллельно или прослеживаются на большие расстояния.

Мел-палеоценовый комплекс хорошо выделяется по всей площади Сурхандарьинской впадины. Он имеет максимальную мощность около 2500 м в ее центральной части. По мере приближения к северному и западному ограничениям впадины мощность сокращается примерно до 1700 м. Сокращение мощности скорее всего происходит за счет слабого утонения отдельных слоев. Вместе с тем есть случаи, когда происходит прислонение отдельных горизонтов к поверхности подстилающих юрских отложений. Например, от западного крыла брахиантиклинали Учкызыл в сторону брахиантиклинали Ангор происходит увеличение мощности отложений нижнего мела (между горизонтами T_2 и T_3) от 0,8 до 1,1 с, т. е. при $V_{пл} = 5000$ м/с почти на 1000 м. Здесь слои нижнего мела лежат горизонтально и каждый слой имеет выдержанную мощность, а поверхность юры понижается под углом около 20°. Соответственно можно предположить, что в предмеловое время был создан рельеф с амплитудой в первые сотни метров, который в течение раннемелового времени заполнялся осадками.

Отложения между горизонтами T_2 (кровля сеномана) и T_1 (кровля бухарских слоев) имеют выдержанную мощность. Это свидетельствует об относительно спокойном тектоническом режиме. Об этом же говорит и литологический состав отложений, представленный слоями известняков на больших площадях. Перед накоплением известняков палеоцена территория скорее всего испытала общее поднятие. За кратковременный период произошел размыв и переотложение ранее накопившихся осадков. В это же время образовались отдельные врезы. На площади Пашхурт (см. рис. 1) слои ниже горизонта T_1 испытывают изгиб и под более крутыми углами подходят к нему. Внутри линзы наблюдается хаотическая запись с наметками косой слоистости, что отвечает образованиям речной долины. Ширина вреза составляет около 2 км, а глубина — около 0,2 с, что при $V_{пл} = 4000$ м/с равно 400 м. На рубеже палеоцен — эоцен произошло складкообразование, резко осложнившее платформенную структуру юрских, меловых и палеоценовых отложений. Складки формировались как за счет горизонтального сжатия, так и в результате

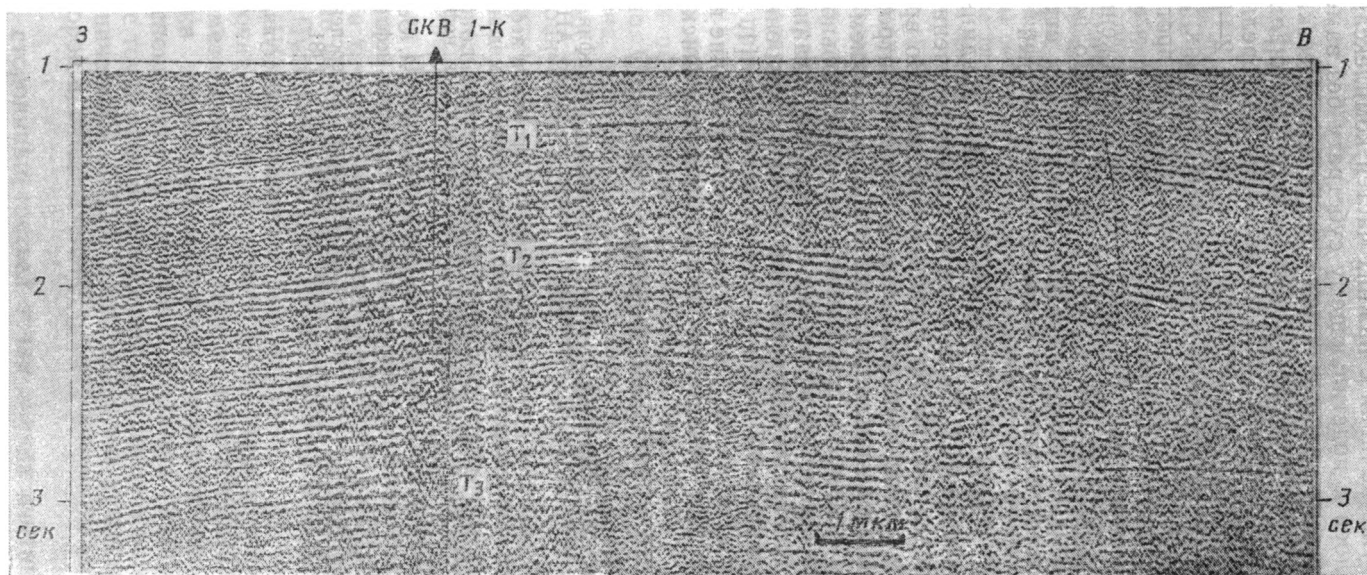


Рис. 4. Временной разрез через площадь Когнысай, иллюстрирующий строение простой складки

галокинеза. В первом случае главную роль играли разрывные нарушения, во втором — простой изгиб слоев.

Среднепалеогеновый — неогеновый сейсмокомплекс отличается резкой изменчивостью мощностей — от 5000 м в синклиналях до полного выклинивания на антиклинальных зонах и к бортам впадины. В большинстве случаев, уже начиная с нижних частей комплекса, наблюдается прислонение слоев к подстилающему субстрату без заметного изменения их мощности. Это видно на многих профилях, пересекающих антиклинальные складки. Конусы выноса, палеоврезы, фациальные переходы не позволяют однозначно оценивать величину палеорельефа, однако можно предположить, что его перепады были не менее 2—3 км.

Самый верхний антропогенный сейсмокомплекс, как уже говорилось, охарактеризован слабо. Он выполняет наиболее прогнутые части отрицательных структур. Аллювиально-делювиальные и лёссовые образования свидетельствуют, что комплекс заполнял понижения рельефа. Скорее всего на рубеже неоген — антропоген произошло новое опускание, захватившее только осевые части отрицательных структур. Оно сформировало рельеф, близкий к современному, который заполняется осадками.

Таким образом, территория Сурхандарьинской впадины испытала два крупных этапа развития. Первый продолжался в течение юры, мела и палеоцена и определялся платформенным режимом. Во время второго этапа контрастных тектонических движений (эоцен — антропоген) кратковременные периоды резких перестроек с формированием высокоамплитудного рельефа перемежались с периодами относительного покоя, во время которых рельеф компенсировался осадками. На данном этапе исследований сейсморазведка подтверждает выводы о строении осадочно-го чехла Сурхандарьинской впадины, сделанные ранее [1, 3], но одновременно вносит существенные уточнения в восстановление истории формирования и обстановок осадконакопления Сурхандарьинской впадины.

Список литературы

1. *Акрамходжаев А. М., Эгамбердыев М. Э.* Литология, стратиграфия, нефтегазоносность Южного и Юго-Западного Узбекистана. Ташкент: Изд-во АН УзССР. 1971. 136 с.
2. *Бабаджанов Т. Л., Кунин Н. Я., Лук-Зильберман В. И.* Строение и нефтегазоносность глубокопогруженных комплексов Средней Азии по геофизическим данным. Ташкент: Фан, 1986. 190 с.
3. *Варенцов М. И., Алешина З. И., Корниенко Г. Е.* Тектоника и нефтегазоносность Таджикской впадины. М.: Наука, 1977. 108 с.
4. *Кондур В. П., Коробка В. С., Ячменников Ю. М., Қислякова Т. А.* Особенности геологического строения Бабатага в связи с оценкой перспектив нефтегазоносности// Докл. АН ТаджССР. 1986. Т. 29. № 12. С. 751—754.
5. *Синельников В. Я., Қиришин А. В., Нюссер Э. Г.* Тектоника и перспективы нефтегазоносности Сурхандарьинской мегасинклинали. Ташкент: Фан, 1981. 159 с.

ПГО «Узбекгеофизика»,
Ташкент, 702164;
Геологический институт АН СССР,
Москва, 109017

Поступила в редакцию
24.XI.1988

УДК 551.24(268)

© 1990 г.

УСТРИЦКИЙ В. И.

О ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ПРИРОДЕ ПОРОГА ЛОМОНОСОВА

Анализ палеогеографии северной части Евразийского шельфа и расположенных на нем архипелагов показывает, что на краю современного шельфа и примыкавшем к нему до кайнозоя пороге Ломоносова на протяжении большей части палеозоя существовала область размыва. Возникновение ее относится к границе силура и девона. Анализ сносимого с этой области терригенного материала (значительное количество кислых эффузивов, состав тяжелой фракции и особенно присутствие глаукофана) позволяет считать, что эта область представляла ороген на активной окраине Еврамерийского континента, на границе его с древним девонским (или додевонским) оксаном. Возникновение орогена логично связывать с начавшимся в конце силура — начале девона общим дрейфом Еврамерийского континента на север.

Порог Ломоносова, который в большинстве работ называется хребтом [8, 13] или поднятием [7], тянется через весь Северный Ледовитый океан, от о-ва Элсмир у побережья Канады до шельфа Азии у Новосибирских островов, разделяя Евразийский и Амеразийский бассейны (рис. 1). Длина его составляет 1750 км, ширина по изобате 2000 м колеблется от 40—70 км в приполюсном районе до 150—200 км около шельфа моря Лаптевых.

То, что эта линейная структура была отдвинута от шельфа Евразии в кайнозое при образовании Евразийского бассейна, в настоящее время общепризнано. Определенно установлено и время раскрытия Евразийского бассейна, которое началось 56 млн. лет назад [8], однако остается труднообъяснимым линейный характер структуры. Между тем определение его тектонической природы является ключом к пониманию истории развития Арктики и решения наиболее сложного вопроса о времени возникновения Амеразийского бассейна. В отношении тектонической природы порога довольно четко сформировались три точки зрения.

Согласно первой из них, порог является краевым поднятием Гиперборейской, или Панарктической, платформы, сохранившимся после опускания последней в кайнозое и формировании на ее месте Амеразийского бассейна. Эта точка зрения, восходящая еще к работам Н. С. Шатского, была впервые четко сформулирована Ю. Е. Погребницким [16], разделялась Ю. М. Пущаровским [18] и принимается в большинстве работ сотрудников ВНИИОкеангеология [10, 13, 17].

Вторая точка зрения связывает формирование порога Ломоносова с процессами мезо-кайнозойского рифтогенеза, который привел к расколу единого блока континентальной коры и обособлению порога Ломоносова. Она обосновывается в работах В. Е. Ханина [24], Л. П. Зоненшайна [7] и др. Обе точки зрения объединяет признание в истории Арктики особой «доокеанической» стадии, когда здесь «не существовало областей с океанской корой и, следовательно, океана в прямом смысле этого слова» [24, с. 49].

Наконец, сторонники третьей точки зрения считают, что Амеразийский бассейн является древним, палеозойским (?) или раннемезозойским, и порог Ломоносова до его отделения от шельфа Евразии в кайнозое ограничивал, как и сейчас, Праамеразийский бассейн, тесно связанный с предком Тихого океана (в раннем мезозое — плитой Кула. Именно такую картину рисовал в ранних работах Л. П. Зоненшайн [4]. Позже она защищалась М. Чуркиным [26], частично К. Бурке [2]. Этой же точки зрения придерживались и В. И. Устрицкий и А. Н. Храмов [23].

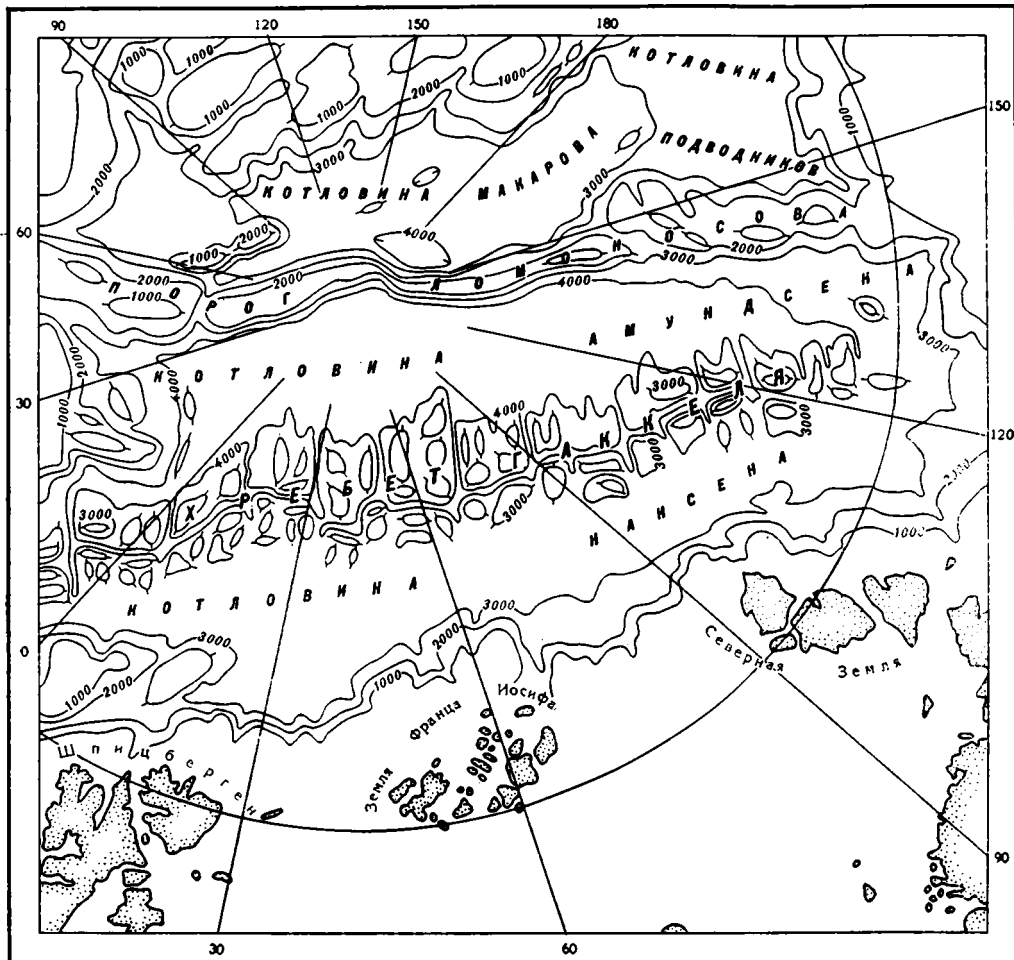


Рис. 1. Положение порога Ломоносова в современной структуре Северного Ледовитого океана

Сосуществование различных, иногда прямо противоположных точек зрения связано, естественно, с малым количеством имевшегося в распоряжении авторов фактического материала. Очевидно, что данные о строении порога Ломоносова — структуры, скрытой под водами и льдами Северного Ледовитого океана и недоступной для обычных геологических наблюдений, могут быть получены двумя методами: путем интерпретации относительно немногочисленных геофизических данных по самому порогу Ломоносова и путем анализа материалов по регионам, к которым он примыкал до образования в кайнозое Евразийского бассейна, т. е. Шпицбергену, Земле Франца-Иосифа и Северной Земле. Второй путь, по мнению автора, оказывается более информативным, поэтому он и является основой статьи; собственно по порогу Ломоносова будут кратко приведены лишь необходимые сведения (по [10, 13, 24] и др.).

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О ПОРОГЕ ЛОМОНОСОВА

Порог возвышается над прилегающими абиссальными равнинами Амундсена с запада и котловинами Толля и Макарова с востока на 2—2,5 тыс. м. Если учесть рыхлые кайнозойские отложения, мощность которых на пороге Ломоносова измеряется первыми сотнями метров, а в прилегающих структурах колеблется от 2,5 км на абиссальной равнине Амундсена до 4 км в котловине Толля, то высота порога по коренным породам составит не менее 5 км. Поверхность порога почти плоская, хотя

очень пологие, с углами 1—2° возвышенности иногда имеют амплитуду до 1000 м. Глубина океана на пороге колеблется от 373 до 1500 м. Западный склон часто круче восточного, который к тому же осложнен несколькими отрогами, вдающимися в котловины Макарова и Подводников.

Сейсмичность выражена слабо; отдельные очаги слабых землетрясений известны на границах с прилегающими котловинами.

Магнитное поле неоднородно. В приканадской части оно характеризуется довольно интенсивными линейными магнитными аномалиями, простирающие которых совпадает с общим простираем порога. Остальная часть порога слабо магнитна. Мощность коры составляет 20—27 км. «Гранитный» слой присутствует, но существенно утонен.

Данные драгирования немногочисленны и в связи с наличием ледового разноса к их интерпретации приходится подходить довольно осторожно. В приканадской части порога присутствуют кварциты и гнейсы, аналогичные слагающим фундамент Северо-Восточной Земли Шпицбергена. Из осадочных пород известны красные песчаники девона (?) и верхнемеловые осадки [10, 24].

Сейсмическими методами порог Ломоносова изучен при пересечении его рядом дрейфующих станций СП. Систематизация всего материала сделана Ю. Г. Киселевым [10]. По его данным, на пороге почти нет современных осадков со скоростью 1600—1650 м/с, повсеместно распространенных в прилегающих котловинах. В осадочном чехле, по данным МОВ, выделяются два слоя [10, рис. 44]. Верхний слой со скоростью 1,8—2 км/с имеет мощность 300—500 м. Нижний, имеющий скорость 3—4,5 км/с, распространен, как верхний, повсеместно. Мощность его колеблется от 400 до 600 м на своде порога, резко увеличиваясь в прилегающих котловинах. Это свидетельствует о том, что этот слой не древнее прилегающих депрессий.

Осадочный чехол лежит на слабо расчлененной поверхности фундамента. Граничные скорости по поверхности фундамента варьируют в пределах 5—6,5 км/с.

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ И ПАЛЕОТЕКТОНИКА ПОРОГА ЛОМОНОСОВА И СОСЕДНИХ РЕГИОНОВ ЕВРАЗИЙСКОГО ШЕЛЬФА

Порог Ломоносова до кайнозоя примыкал к шельфу Евразии и являлся частью Евразийского континента. Наиболее вероятное положение его до кайнозоя показано на рис. 2—9 пунктиром. При этом видно, что западный конец порога совмещается с северо-восточным концом плато Ермак. Совмещение сделано по изобате 2000 м. Наблюдающиеся перекрытия в районе Северной Земли и «зияния» в районе, прилегающем к Земле Франца-Иосифа (ЗФИ), значительно меньше аналогичных, получающихся между Африкой и Южной Америкой при закрытии Атлантики. Они могут быть обусловлены как деформацией порога Ломоносова в процессе раскрытия Евразийского бассейна, так и неравномерным растяжением континентальной литосферы на начальных стадиях спрединга.

Все палеогеографические схемы сделаны по обычной методике на основе, изображенной на рис. 2, по времени от ордовика до мела. На них показаны конкретные точки, где известны отложения рассматриваемого периода, их мощности и схематизировано — литологический состав около полей современного распространения пород. При характеристике терригенных отложений основное внимание уделено минералам тяжелой фракции, являющимся основным индикатором состава размывавшихся массивов суши и, таким образом, их тектонической природы.

После обзора палеогеографии на ее основе рассматривается палеотектоника и определяется тектоническая природа порога Ломоносова.

Породы ордовика и силура широко распространены на Шпицбергене и Северной Земле. В обоих регионах они представлены известняками, на Северной Земле переслаивающимися с доломитами (рис. 3). Мощности отложений на о-ве Октябрьской Революции возрастают от 2000 м на

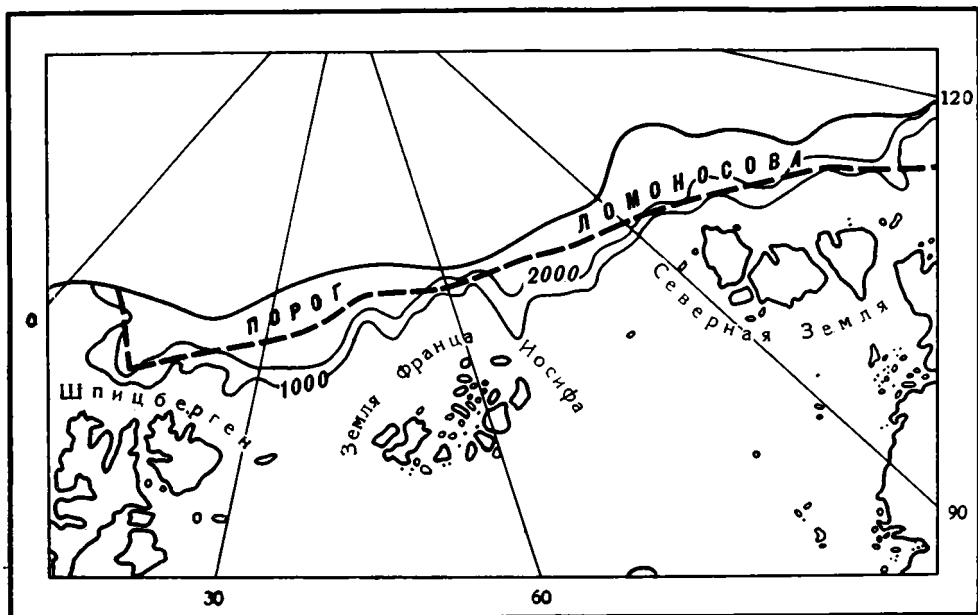
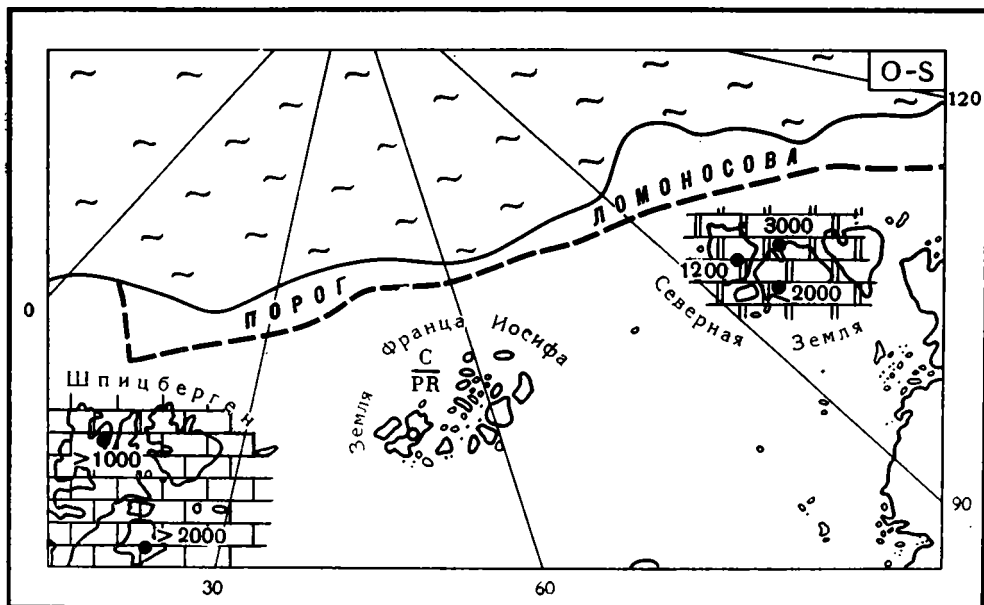


Рис. 2. Положение порога Ломоносова в допалеогеновое время, до его отделения от шельфа Евразии



- | | | | | | |
|---|---|---|----|----|----|
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 |
| 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 |

Рис. 3. Палеогеографическая схема. Ордовик — силур
 1 — известняки (мелкое море); 2 — эвапориты (лагуны); 3—4 — терригенные отложения: 3 — континентальные, 4 — морские; 5 — лавы и туфы базальтов; 6—7 — суша; 6 — низкая (без осадков), 7 — высокая; 8 — океан; 9 — направление сноса терригенного материала; 10 — мощность отложений; 11 — пункты находок глаукофана в терригенных породах; 12 — трансгрессивное залегание карбона на протерозое

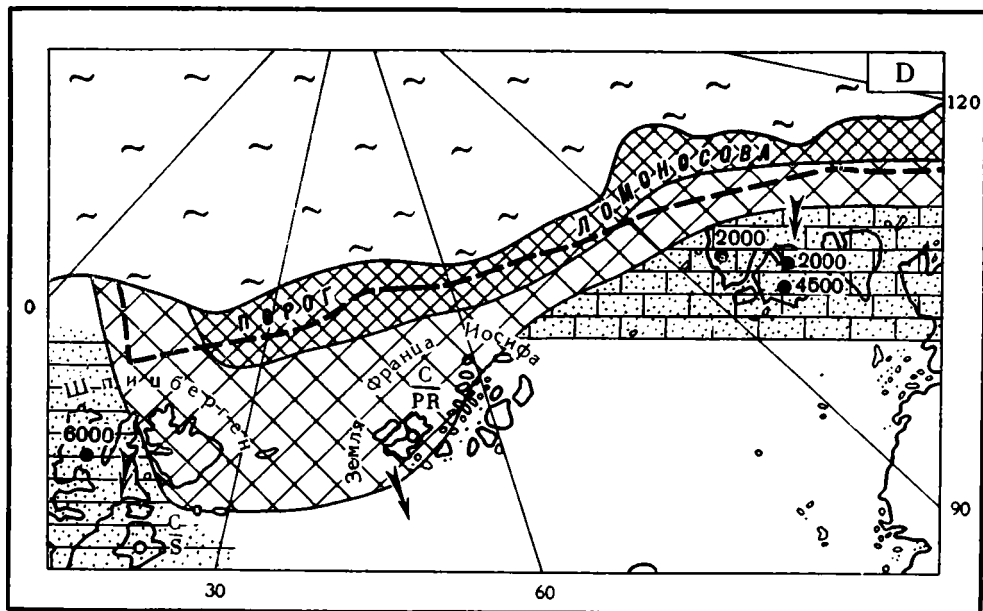


Рис. 4. Палеогеографическая схема. Девон. Условные обозначения см. на рис. 3

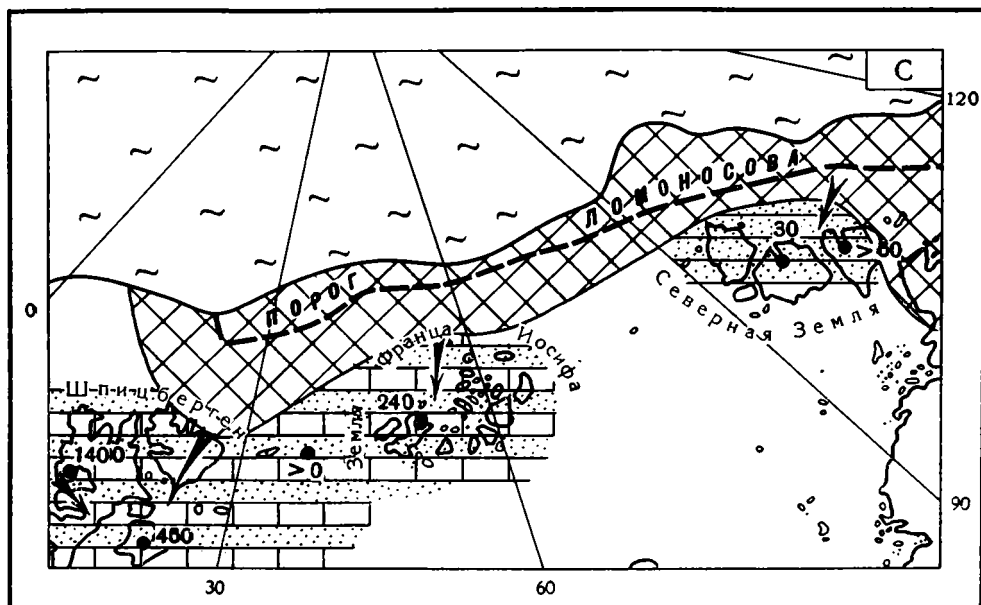


Рис. 5. Палеогеографическая схема. Карбон. Условные обозначения см. на рис. 3

юге до 3000 м на севере, где в разрезе появляются пачки липаритов и альбитофиров. В связи с этим А. Ф. Хапилин [25] рассматривал Северную Землю в ордовике и силуре как юго-западный борт геосинклинали.

На Земле Франца-Иосифа отложения ордовика и силура не известны, можно предполагать, что они существовали, но были размыты в девоне (см. ниже).

Таким образом, в ордовике и силуре на всей рассматриваемой территории господствовало карбонатное осадконакопление, обычное для областей с древней континентальной корой. С этим хорошо согласуется и состав тяжелой фракции из терригенных пород нижнего ордовика Северной Земли, в котором доминируют гранат, турмалин, циркон и присутствует ставролит — характернейший минерал метаморфических комплексов древних платформ [12].

Остается неясным, соединялась ли до девона Свальбардская платформа, включавшая, по В. Б. Харланду, Шпицберген, ЗФИ, острова Медвежий, Надежда и др., с континентальным блоком Северной Земли или они были самостоятельными и разделялись прогибом в районе современного желоба Святой Анны. Последний вариант представляется более вероятным.

На границе силура и девона резко меняются палеогеографические и палеотектонические обстановки не только во всем рассматриваемом районе, но и во всем Норвежско-Гренландском регионе и севере Канадского архипелага. В это время закрывается океан Япетус, располагавшийся между Гренландией и Скандинавией, и возникает каледонский ороген. Почти повсеместно морской режим осадконакопления сменяется континентальным.

На всем Шпицбергене распространены преимущественно континентальные породы, заполняющие грабены меридионального простирания (рис. 4). Основным источником сноса терригенного материала были каледонские сооружения западнее Шпицбергена. Едва ли, однако, можно сомневаться в том, что и Северо-Восточная Земля Шпицбергена являлась источником сноса. Здесь присутствуют каледонские гранитоиды, имеющие возраст 380—420 млн. лет, внедрение которых сопровождалось тектонотермальной переработкой всего фундамента. Несомненно, что этот процесс мог происходить лишь при наличии покрывки, уничтоженной эрозией в последующие эпохи. Поскольку ни в позднем палеозое, ни в мезозое на Шпицбергене грубообломочных толщ нет, наиболее вероятным временем размыва орогена Северо-Восточной Земли Шпицбергена является конец девона — период заключительных фаз складчатости на Шпицбергене, предшествующий формированию предкаменноугольного Свальбардского пенеппена. На ЗФИ девонских отложений нет, однако рифейский (?) фундамент, на котором залегают нижнекаменноугольные отложения, испытал такую же тектонотермальную переработку, как и на Северо-Восточной Земле Шпицбергена, и определения абсолютного возраста дают ту же цифру 400—420 млн. лет. Если учесть, что по сейсмическим данным мощности чехла между ЗФИ и Шпицбергом не превышают 2,5 км, повсюду он начинается с карбона [21] и никаких крупных прогибов здесь нет, очевидно, что вывод В. Б. Харланда о том, что формирование фундамента на всей Свальбардской платформе закончилось перед карбоном, подтверждается всеми новейшими материалами. Общий наклон территории на юг, отмеченный еще в 1965 г. А. А. Красильщиковым [11], позволяет определить основное направление сноса обломочного материала (с севера на юг).

Состав тяжелой фракции терригенных пород Шпицбергена, как показал Л. Г. Мурашов, неоднороден. В нижнедевонских отложениях доминируют циркон, турмалин и гранат, характерные для продуктов размыва зрелой континентальной коры. В то же время здесь нет ни ставролита, ни андалузита, характерных для метаморфических образований фундамента древних платформ. Комплекс верхнедевонских отложений резко отличается от охарактеризованного. В его составе доминируют моноклинные пироксены, появляются оливин и хромшпинелиды — характерные минералы гипербазитов. Если раннедевонский комплекс может быть определенно связан с размывом формации Гекла-Хук, то пород, с размывом которых можно было бы связать позднедевонский комплекс, на Шпицбергене нет. Можно предполагать, что в позднем девоне на территорию Шпицбергена начали сноситься продукты размыва гипербазитов, распространенных севернее Шпицбергена, вероятно, в районе современного порога Ломоносова.

На Северной Земле силурийские известняки резко сменяются девонскими красноцветными терригенными породами, преимущественно континентальными, хотя никаких следов складчатости, по новым данным [26], здесь нет. Если в ордовике и силуре мощность пород увеличивалась на северо-восток, то в девоне максимальные, более 3500 м, мощности наблюдаются на юго-востоке [25]. Одновременно меняется и состав тя-

желой фракции обломочных пород. Исчезает обычный для метаморфических толщ ставролит, и начинают доминировать гранат, циркон и турмалин с добавлением апатита, рутила и анатаза при отсутствии шпинели. Этот комплекс характерен для пород орогенов, формирующихся у активных окраин континентов, например Сихоте-Алиня [3].

Таким образом, в конце силура — начале девона возникает обширная область размыва, располагающаяся севернее Северной Земли, ЗФИ и Шпицбергена, включающая и Северо-Восточную Землю Шпицбергена. В ее состав, вероятно, входит и порог Ломоносова. Единство континентальных блоков Свальбардской платформы и Северной Земли подчеркивается единством комплекса рыб, обычного для окраин девонского красного континента.

Ни на Шпицбергене, ни на Северной Земле (а насколько можно судить по единичной скважине, и на ЗФИ) в раннем палеозое нет типичных эвгеосинклинальных (т. е. океанических) формаций, поэтому формирование девонского орогена нельзя связывать с завершением развития каледонской геосинклинали, как в Скандинавии. Этот ороген, скорее, может быть отнесен к классу структур автономной активизации, основанных А. Д. Шегловым на примере Забайкалья. В настоящее время выяснилось [22], что такие структуры формировались не внутри кратонов, а на их границах с океанами и представляли активные континентальные окраины с характерными вулканоплутоническими поясами. Естественно, со временем они утратили активность и были глубоко эродированы. С этим хорошо согласуется и характер палеозойских структур на Шпицбергене и Северной Земле. В обоих регионах нет ни офиолитов, ни чешуйчатых надвигов, преобладают относительно простые, неопрокинутые складки. (Надвиги на западе Шпицбергена сформировались в кайнозое.)

Как известно по палеомагнитным и палеобиогеографическим данным, в конце силура — начале девона началось общее движение континентов на север [7, 9]. В связи с этим формирование характерного для активных континентальных окраин орогена и вулканогенного пояса во фронтальной части движущегося на север континента Евразии совершенно естественно. Участие в составе орогена океанических пород выявляется еще более определенно при рассмотрении более молодых, позднепалеозойских и раннемезозойских, отложений.

Каменноугольные отложения Свальбардской платформы и Северной Земли существенно различны.

На Свальбардской платформе карбон имеет двучленное строение (рис. 5). Нижний карбон как на всем Шпицбергене, так и на ЗФИ терригенный континентальный, с прослоями каменного угля. В конгломератах, встречающихся на Шпицбергене, в гальке есть только кварц и кремни. В составе тяжелой фракции терригенных пород в обоих регионах доминируют циркон и турмалин, иногда до 10% фракции составляют хромшпинелиды, обычно называемые просто шпинелью. Комплекс весьма сходен с позднедевонским Шпицбергена. На ЗФИ в составе легкой фракции присутствует до 10% кислых эффузивов. В целом мощность осадков по сравнению с девоном существенно сокращается и лишь на западе Шпицбергена достигает 1000 м. Можно полагать, что это связано с постепенным нивелированием рельефа размывавшейся суши, вероятные очертания которой показаны на рис. 5.

В среднем — позднем карбоне эта суша становится совсем низкой, не дающей обломочного материала. Весьма вероятно, что во время максимальной трансгрессии в конце среднего — позднем карбоне она полностью заливается морем.

В районе Северной Земли отложений нижнего и среднего карбона нет вообще. К этому времени относятся складчатость, внедрение гранитоидов, имеющих возраст 330—270 млн. лет, и формирование орогена, который к концу позднего карбона был уже в основном размыт.

Отложения конца позднего карбона — начала перми развиты локально на островах Большевик и Октябрьская Революция, где почти горизонтально залегают на дислоцированных породах палеозоя и допалеозоя. Они представлены континентальными полимиктовыми песчаниками и конгломератами, галька в которых, кроме подстилающих пород, состоит из разнообразных кислых эффузивов и гранитоидов.

В тяжелой фракции пород доминирует циркон-гранат-турмалиновый комплекс без минералов, характерных для метаморфических образований древних платформ. З. З. Ронкиной [20] в образцах К. С. Агеева и А. В. Дитмара, собранных из рассматриваемых отложений на юго-восточном берегу залива Матусевича, обнаружен высокобарический минерал глаукофан. Н. Л. Добрецов [6], многие годы занимающийся специальным изучением условий образования глаукофансодержащих пород, подчеркивает, что они формируются только в зонах субдукции, на границе океан — континент, отмечая невозможность их появления в других условиях. Сочетание кислых эффузивов и глаукофана позволяет достаточно уверенно считать, что размывавшийся ороген возник на активной континентальной окраине. Сходство состава тяжелой фракции обломочных пород во всех рассматриваемых регионах свидетельствует о единстве области питания.

В перми сохраняется в целом та же обстановка, что и в среднем — позднем карбоне (рис. 6). На Шпицбергене пермских терригенных пород почти нет. Лишь на востоке, в Сассен-Фиорде и особенно около пролива Хинлопен, появляются глауконитсодержащие известковистые песчаники, на всей остальной территории архипелага распространены известняки и гипсы, а в верхней перми появляются кремнистые породы, количество которых особенно велико на западе.

На ЗФИ пермские отложения не известны и триас залегает непосредственно на известняках позднего карбона. Однако несомненно, что пермское море простиралось значительно севернее ЗФИ, так как в составе конгломератов рэта — лейаса кроме галек гранитоидов и метаморфических сланцев, есть обломки известняков с позднепалеозойскими брахиоподами и каменного угля, известного в раннем карбоне Свальбардской платформы как на Шпицбергене, так и на ЗФИ [5].

На Северной Земле, возможно, к низам перми относится часть обломочных пород островов Октябрьской Революции и Большевик. Небольшое поле верхнепермских недислоцированных отложений есть на северо-западе о-ва Комсомолец. Здесь развиты прибрежно-морские полимиктовые песчаники и алевролиты с обычным циркон-гранат-турмалиновым комплексом тяжелой фракции, мощность их не более 100 м. Очевидно, что в перми продолжалась нивелировка орогена, возникшего в девоне — первой половине карбона.

Таким образом, пермский период, как и конец карбона, был временем «тектонического покоя», формирования единого пенеплена, охватившего территорию от Шпицбергена до Северной Земли.

В триасе, точнее, на границе триаса и перми, радикальные изменения происходят на Шпицбергене и особенно на ЗФИ (рис. 7).

На Шпицбергене кремнисто-карбонатное осадконакопление сменяется терригенным, причем накапливаются преимущественно глины. Основной источник сноса был расположен к западу от архипелага, в Гренландии, однако часть терригенного материала поступала и с северо-востока [19].

На ЗФИ непосредственно на мелководных известняках позднего карбона (во всяком случае на западе, где контакт вскрыт скважиной) залегает мощная, не менее 4000 м, толща, внизу относительно глубоководная, флишодная, в верхней части — континентальная. Очевидно, что на границе перми и триаса происходят два связанных между собой события: появление области размыва на севере Свальбардской плиты, вероятно, на том же месте, где ороген существовал и в девоне, и резкое, в геологическом смысле внезапное прогибание юго-восточного края Свальбардской платформы, примыкающего к Северо-Баренцевской впадине.

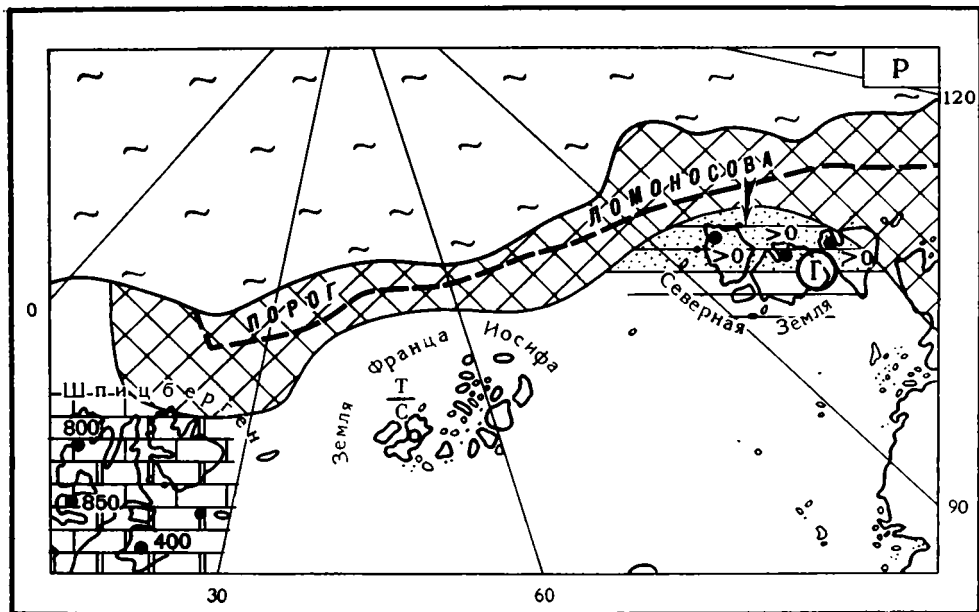


Рис. 6. Палеогеографическая схема. Пермь. Условные обозначения см. на рис. 3

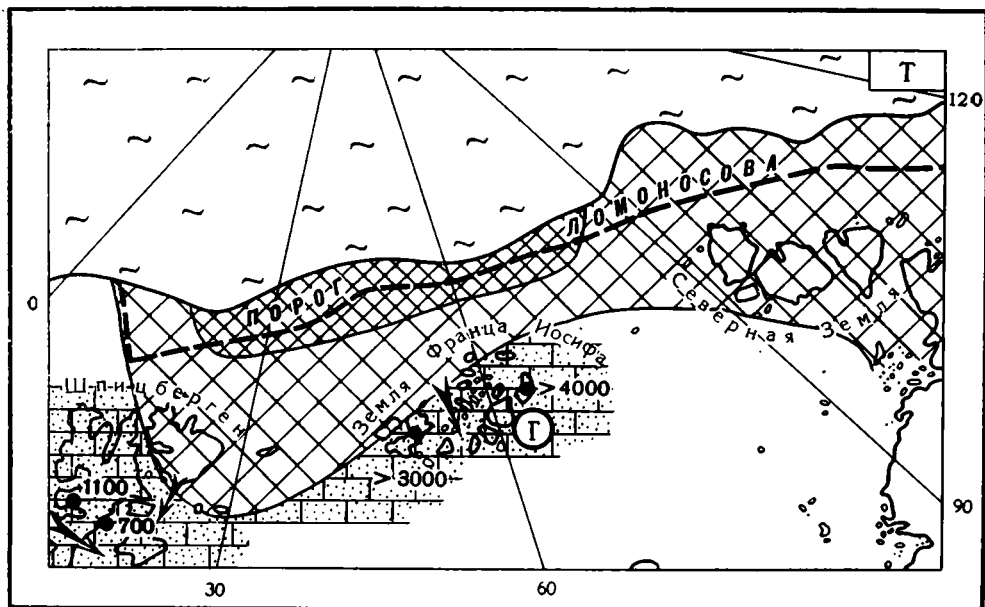


Рис. 7. Палеогеографическая схема. Триас. Условные обозначения см. на рис. 3

Возникшая на севере область размыва, называемая обычно Срединно-Арктической сушей [15], традиционно трактуется как эпиплатформенное поднятие, «располагавшееся в пределах современного глубоководного Евразийского суббассейна» [13, с. 153]. Поскольку последний возник лишь в кайнозое, с таким выводом, естественно, согласиться невозможно. Учитывая отсутствие мощного чехла и залегание кайнозойских отложений непосредственно на фундаменте как северо-восточнее Шпицбергена [1], так и на большей части порога Ломоносова, естественно помещать это поднятие именно здесь.

О его природе можно судить по продуктам размыва — присутствию на ЗФИ многочисленных обломков кислых эффузивов, а в позднем триас-

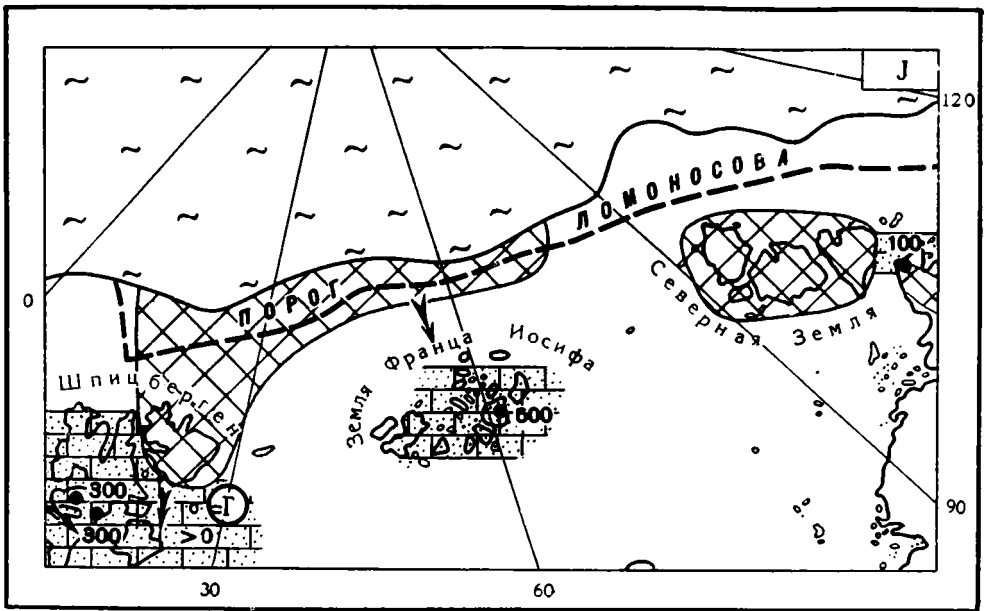


Рис. 8. Палеогеографическая схема. Юра. Условные обозначения см. на рис. 3

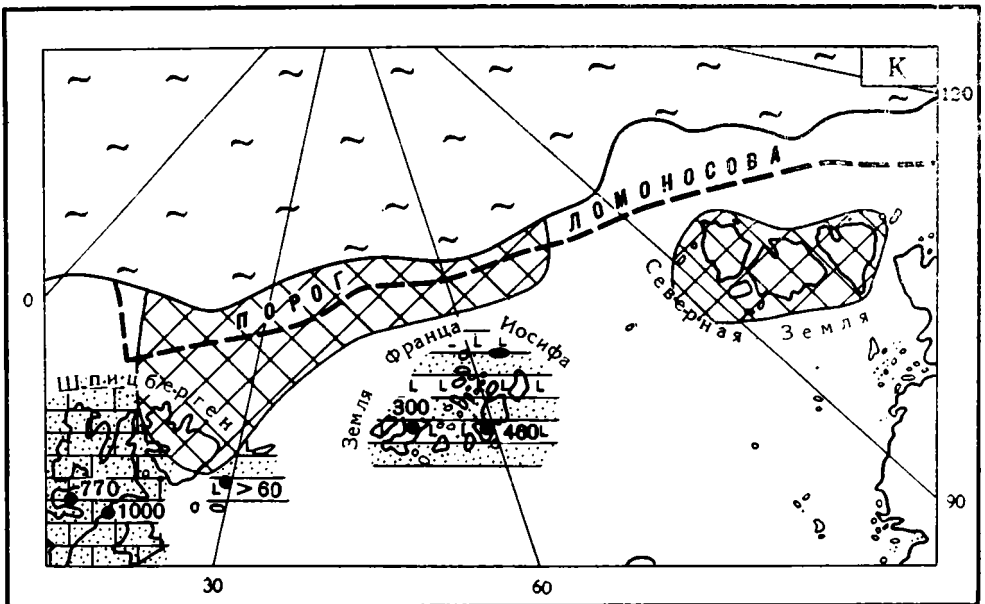


Рис. 9. Палеогеографическая схема. Мел. Условные обозначения см. на рис. 3

се и глаукофана, которые характерны только для активных континентальных окраин. Соответственно эту область размыва нельзя считать частью Панарктической платформы, как это сделано в [13].

На Северной Земле триасовых отложений нет, однако, судя по тому, что сохранились пермские породы, орогена там не было и, вероятно, существовал пенеплен.

В юре идет процесс постепенной пенепленизации, сокращения площадей и высоты размываемой суши и соответственно мощности накапливаемых терригенных отложений, которые на рассматриваемой территории не превышает 500 м (рис. 8). Постепенная эрозия возникшего в триасе орогена приводит к появлению в продуктах его размыва в составе тяжелой фракции наряду с доминирующим рутил-гранат-цирконовым комплексом дистена и ставролита, что свидетельствует о вовлечении в

размыв фундамента Свальбардской платформы [14]. На Земле Короля в ниже- и среднеюрских отложениях появляется глаукофан [19], ранее встречавшийся в более восточных регионах (ЗФИ, Северная Земля). На Северной Земле юрских отложений нет, но на Северном Таймыре они уже появляются, вначале континентальные, а затем и морские.

Вообще, если начало юрского периода характеризуется обстановкой максимальной регрессии, о чем свидетельствуют перерывы в основании юры как на Шпицбергене, так и на ЗФИ, то к концу его трансгрессия достигает максимума; это время и отражено на рис. 8.

Ранний мел тесно связан с юрой (рис. 9). Резкое увеличение мощности осадков на Шпицбергене связано с интенсификацией области размыва, располагавшейся западнее. С северо-востока в это время поступает своеобразный обломочный материал. В гальках здесь встречаются разнообразны́е кислые вулканиты (риолиты, кварцевые порфиры, снитпорфириты, туфы кислых и средних пород) [19] и, что любопытно, карбонаты рифейскими микрофитолитами. В конце раннего мела в составе галек появляются пермские и среднепозднекаменноугольные известняки, несомненно, перекрывавшие всю или часть Северо-Восточной Земли.

Восточнее, на Земле Короля Карла и ЗФИ, распространена туфолововая угленосная толща. Формирование ее иногда считается предвестником отделения порога Ломоносова от шельфа Евразии, однако, вероятно, логичнее связывать ее образование с рифтогенными процессами вблизи границы Свальбардской платформы и Баренцево — Северо-Карского мегапрогиба. Восточнее, в районе Северной Земли, меловых осадков до сих пор не обнаружено.

Верхнемеловых осадков в рассматриваемом регионе почти нет; есть указания на присутствие их на пороге Ломоносова. Можно, однако, довольно уверенно полагать, что никаких существенных положительных движений в это время не было, так как там, где известны породы раннего мела, разрез их заканчивается альбом.

Палеогеновых отложений нигде, кроме Шпицбергенского грабена, нет.

В позднем палеоцене, 56 млн. лет назад, начался процесс рифтогенеза, а затем спрединга между порогом Ломоносова и окраиной Евразии [8]. Этот процесс, с переменной скоростью продолжающийся и до настоящего времени, привел к образованию Евразийского бассейна, через Норвежско-Гренландский бассейн связанного с Атлантическим океаном. В Арктическом бассейне процесс проходил по обычной схеме с формированием срединно-океанического хребта Гаккеля. На стыке Арктического и Норвежско-Гренландского бассейнов движения были очень сложными в связи со смещением оси разрастания по гигантскому Шпицбергенскому разлому, поэтому нет уверенности, что плато Ермак до кайнозоя занимало то же положение, что и сейчас.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Обращает внимание асинхронность начала основных тектонических событий в западном и восточном секторах рассматриваемого региона. Если на Шпицбергене (и, вероятно, ЗФИ) внедрение гранитоидов и тектонотермальная переработка фундамента происходили в конце силура — начале девона (420—380 млн. лет), то на Северной Земле в это время отмечается лишь смена преимущественно карбонатного осадконакопления терригенным, а внедрение гранитоидов началось лишь в среднем карбоне. Это хорошо увязывается с общим поворотом Евразийского континента по часовой стрелке в течение девона — карбона [7, 23], т. е. является следствием более раннего начала движения на север американо-азиатской части Евразийского континента. Чередование периодов поднятия орогена и формирования на нем вулканоплутонического пояса (девон, триас) с периодами общей пенепленизации рельефа и резкого сокращения приноса терригенного материала с севера (поздний палеозой

западной части региона) находит наиболее естественное объяснение в смене периодов, когда субдукция происходила на границе континент — океан, периодами, когда она смещалась к островным дугам, располагавшимся в пределах океана, что вызывало опускание края континента.

Изложенные данные противоречат принятой в ряде работ [10, 13, 17] концепции о существовании в северной полярной области Земли на протяжении почти всего фанерозоя (до кайнозоя) единой Панарктической или Гиперборейской, платформы. Эта точка зрения, не учитывающая происходивший на протяжении большей части фанерозоя общий дрейф континентов на север, в настоящее время едва ли имеет право на существование.

Плохо согласуются с приведенными фактическими данными и представления Л. П. Зоненшайна, Л. М. Натапова [7] о существовании самостоятельного континента Арктиды, в девоне столкнувшегося в тропиках с Еврамерикой по линии север Канадского архипелага — север Шпицбергена — север Новой Земли и в дальнейшем до середины юры входившего в состав Еврамерийского континента и дрейфовавшего в его составе на север. По линии Шпицберген — север Новой Земли нет не только никаких следов такого грандиозного события, как столкновение континентов, но и вообще какого-либо лишеамента в современной структуре. В рамках этой концепции плохо согласуются с основными положениями геодинамики позднепалеозойский гранитоидный магматизм Северной Земли, кислый магматизм и появление глаукофансодержащих пород севернее ЗФИ в триасе; оба региона на реконструкциях Л. П. Зоненшайна и Л. М. Натапова попадают в середину Еврамерийского континента. Остаются совершенно неясными и причины, по которым из обширного древнего континента в результате рифтогенеза была «выколота» узкая полоска порога Ломоносова.

По мнению автора, имеющиеся материалы лучше всего согласуются с представлениями о том, что порог Ломоносова представляет длительно существовавшую окраину континента Евразии (или Еврамерики), в девоне — триасе активную, с характерным вулканоплутоническим поясом, позже пассивную, прикрытую от двигающейся на север плиты Кула островными дугами. В качестве таковых можно рассматривать поднятия Менделеева — Альфа. При такой трактовке котловины Толля и Макарова представляют окраинные моря, сформировавшиеся в юре и окончательно оформившиеся в мелу, после отделения Американо-Евразийского бассейна от плиты Кула. Порог Ломоносова оказался тесно спаянным с прилегающими «тяжелыми» плитами: кайнозойской океанической Евразийского бассейна и, вероятно, также океанической, но более древней плитой котловин Макарова — Толля. Поскольку последние, как и любые океанические плиты, в связи с остыванием молодой литосферы и наращиванием снизу ее мощности испытывают опускание, вместе с ними опустился ниже уровня моря и порог Ломоносова. Возникает естественный вопрос, почему же ось рифта и последующего спрединга прошла параллельно границе океан — континент, отколов от последнего узкую полоску длиной более 1700 км и шириной от 40 до 200 км. Наиболее вероятно, что рифт заложился по ослабленной зоне, по которой в периоды действия субдукции внедрялась основная масса гранитоидных интрузий и комагматичных им эффузивов. Образованию такой зоны могла способствовать и неоднократная смена периодов активного действия субдукции, когда край континентальной плиты Еврамерики «задирался» вверх с нарушением изостазии и формированием орогена, и прекращения субдукции, когда он опускался в изостатически уравновешенное состояние.

В качестве современного аналога порога Ломоносова, вероятно, можно рассматривать Калифорнию — такую же узкую полоску активной окраины, отделенную от Американского континента расширяющимся рифтом.

Список литературы

1. Батурин Д. Г. Эволюция северной части Баренцева моря в области сочленения с Евразийским бассейном//Океанология. 1987. Т. 27. Вып. 3. С. 418—424.
2. Бурке К. Плитотектоническая история Арктики//Матер. 27-го Междунар. геол. конгресса. Геология Арктики. 1984. С. 159—167.
3. Геосинклинальный литогенез на границе континент — океан. М.: Наука, 1987. 176 с.
4. Городницкий А. М., Зоненшайн Л. П., Мирлин Е. Г. Реконструкция положения материков в фанерозое. М.: Наука, 1978. 121 с.
5. Дибнер В. Д. Геологическое строение Земли Франца-Иосифа//Геология Советской Арктики. Тр. НИИГА. 1957. Т. 81. С. 11—21.
6. Добрецов Н. Л. О периодичности жадеит-глаукофанового метаморфизма и некоторых тектонических следствиях//Актуальные проблемы тектоники океанов и континентов. М.: Наука, 1987. С. 67—81.
7. Зоненшайн Л. П., Нагапов Л. М. Тектоническая история Арктики//Актуальные проблемы тектоники океанов и континентов. М.: Наука, 1987. С. 31—57.
8. Карасик А. М. Основные особенности развития и структуры дна Арктического бассейна по аэромагнитным данным//Морская геология, седиментология, осадочная петрография и геология океана. Л.: Недра, 1980. С. 178—193.
9. Карасик А. М., Устрицкий В. И., Храмов А. Н. История формирования Северного Ледовитого океана//Матер. 27-го Междунар. геол. конгресса. Геология Арктики. М.: Наука, 1984. С. 151—159.
10. Киселев Ю. Г. Глубинная геология Арктического бассейна, М.: Недра, 1986, 223 с.
11. Красильчиков А. А. Некоторые особенности геологического развития северной части архипелага Шпицберген//Матер. по геологии Шпицбергена. Л.: НИИГА, 1965. С. 29—45.
12. Макарьева Е. М. Сравнительная характеристика тяжелой фракции верхнепротерозойских и нижнепалеозойских отложений архипелага Северная Земля//Геология архипелага Северная Земля. Л.: Севморгеология, 1982. С. 134—140.
13. Моря Советской Арктики. Л.: Недра, 1984. 280 с.
14. Палеогеография СССР в юрском периоде. Новосибирск: Наука, 1983. 190 с.
15. Палеогеография центральной части Советской Арктики. Л.: Недра, 1967. 298 с.
16. Погребницкий Ю. Е. Геодинамическая система Северного Ледовитого океана и ее морфоструктурная эволюция//Сов. геология. 1976. № 12. С. 3—22.
17. Погребницкий Ю. Е. Северный Ледовитый океан//Тектоника континентов и океанов. М.: Наука, 1988. С. 159—166.
18. Пуцаровский Ю. М. Тектоника Северного Ледовитого океана//Геотектоника. 1976. № 2. С. 3—14.
19. Пчелина Т. М. Минералогические критерии палеогеографии мезозойских отложений архипелага Шпицберген//Геология осадочного чехла архипелага Шпицберген. Л.: Севморгеология, 1986. С. 59—76.
20. Ронкина З. З., Вишневская Т. Н. Минералогические критерии палеогеографических реконструкций для Карского седиментационного бассейна в юрско-меловое время//Литология и палеогеография Баренцева и Карского морей. Л.: НИИГА, 1981. С. 85—96.
21. Тараховский А. Н., Дмитриева Г. А., Нетьева Ф. В. и др. Геологическое строение северной окраины Баренцево-морского шельфа по материалам сейсмического профиля Земля Франца-Иосифа — Шпицберген//Геолого-геофизические исследования в Мировом океане. Л.: Севморгеология, 1987. С. 49—58.
22. Тектоника Северной Евразии. М.: Наука, 1980. 224 с.
23. Устрицкий В. И., Храмов А. Н. Геологическая история Арктики с позиций тектоники литосферных плит//Моря Советской Арктики. Л.: Недра, 1984. С. 253—265.
24. Хаин В. Е. Региональная геотектоника. Океаны. М.: Недра, 1985. 292 с.
25. Хапилин А. Ф. Стратиграфия девонских отложений архипелага Северная Земля//Геология архипелага Северная Земля. Л.: Севморгеология, 1982. С. 103—119.
26. Churkin M. J., Trexler H. S. Continental plates and accreted oceanic terranes in the Arctic//The Ocean Basins and Margins. 1981. V. 5. P. 619—631.

ПГО «Севморгеология»,
Ленинград, 190121

Поступила в редакцию
27.IX.1988

УДК 550.83 : 551.24 (268.3)

© 1990 г.

ШИПИЛОВ Э. В., МОССУР А. П.

**ОБ АНОМАЛЬНЫХ СЕЙСМИЧЕСКИХ ГОРИЗОНТАХ
В ОСАДОЧНОМ ЧЕХЛЕ БАРЕНЦЕВА МОРЯ**

По результатам интерпретации новейших сейсмических исследований методом общей глубинной точки в разрезе осадочного чехла установлены аномальные сейсмические горизонты, приуроченные к нижнесреднедевонским, пермо-триасовым, юрским и нижнемеловым отложениям. Освещена специфика их распространения по указанным комплексам и в латеральном направлении. Обоснован вывод о связи аномальных отражений с пластовыми телами трапповой природы. Стратиграфические диапазоны распространения аномальных горизонтов в осадочном чехле Баренцева моря положительно коррелируются с временными циклами трапповых излияний на близлежащих архипелагах и материковой суше.

Анализ материалов новейших сейсмических исследований методом общей глубинной точки (МОГТ), проведенных в Баренцевом море, свидетельствует о присутствии в разрезе осадочного чехла аномальных сейсмических горизонтов, отличающихся высокой отражающей способностью, горизонтальной изменчивостью и несогласным положением в различных сейсмостратиграфических комплексах.

Интерпретация полученных материалов позволила проследить поведение аномальных горизонтов в разрезах и в плане, оконтурить области их распространения и существенно уточнить и дополнить представления [1, 4] об их природе и месте в структуре чехла окраинно-материковой Баренцевоморской плиты, которая, по Е. Е. Милановскому [5], входит в состав Тимано-Печоро-Баренцевоморской метаплатформенной области.

Суммарная мощность отложений, составляющих осадочный чехол Баренцевоморской плиты, в наиболее крупных отрицательных элементах ее — Южно-Баренцевской и Северо-Баренцевской впадинах, а также в Нордкапском прогибе достигает соответственно 15—18, 14—17 и 13—14 км (рис. 1). На основе прослеживания на сейсмических профилях стратиграфических горизонтов, выделенных в районах, изученных бурением, в разрезе осадочного чехла выделяются следующие крупные сейсмостратиграфические комплексы: нижнесреднедевонский (терригенно-карбонатный), верхненижнепермский (карбонатный), пермо-триасовый, юрский и нижнемеловой (терригенные).

Аномальные сейсмические горизонты, как показало изучение сейсмических разрезов, установлены не только в триасовых отложениях [1, 4], но выделяются и в других отмеченных выше сейсмостратиграфических комплексах, за исключением карбонатного. Наряду со специфическими признаками, аномальным горизонтам свойственны и некоторые общие черты, выражающиеся в следующем. В параллельно-слоистых толщах аномальные рефлекторы занимают дискордантное положение (рис. 2, 3). В волновом поле они динамически хорошо выражены и прослеживаются в виде двухфазных колебаний с видимым периодом 70—100 мс. Конфигурация отражений может меняться от горизонтальной, местами совпадающей с общим напластованием, до бугристой. Оси синфазности нередко искривлены или смещены одна относительно другой. В некоторых случаях аномальные границы резко обрываются. В подобной ситуации, а также на участках смещения осей синфазности наблюдаются дифрагированные волны. В аномальном магнитном поле участки развития рассматриваемых рефлекторов сопровождаются его повышенными значе-

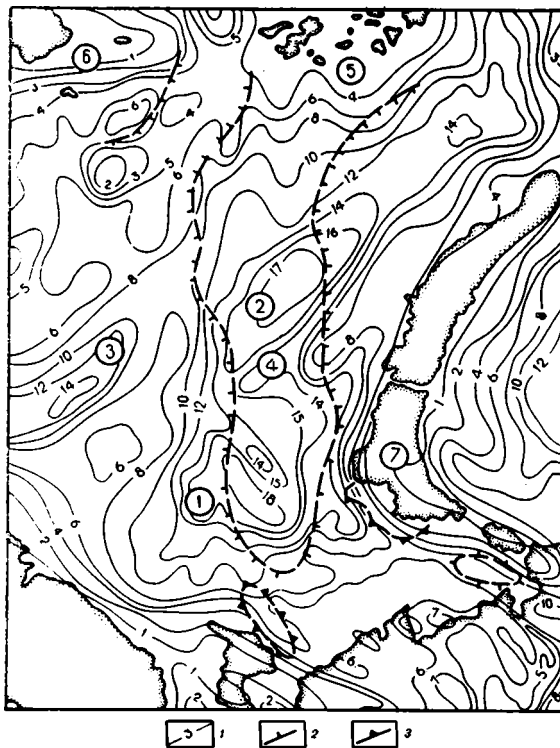


Рис. 1. Гипсометрическая схема основания осадочного чехла Баренцева моря и контуры распространения аномальных сейсмических горизонтов
 1 — изогипсы основания осадочного чехла; 2—3 — контуры распространения аномальных сейсмических горизонтов: 2 — в пермском и мезозойских комплексах, 3 — в девоне. Цифры в кружках: 1 — Южно-Баренцевская впадина, 2 — Северо-Баренцевская впадина, 3 — Нордкапский прогиб, 4 — Лудловская седловина; архипелаги: 5 — Земля Франца-Иосифа, 6 — Шпицберген, 7 — Новая Земля

ниями, а по гравиметрическим данным характеризуются избыточной плотностью.

Остановимся на специфике распространения аномальных горизонтов по указанным сейсмостратиграфическим комплексам.

Наиболее древним комплексом, где установлены аномальные горизонты, является нижнедевонский. Здесь они отмечаются на разрезах в виде отдельных своеобразных «ярких пятен», тяготеющих к разрывным нарушениям, а в плане приуроченных к акваториальному продолжению структур Тимана и Предновоземелья (см. рис. 1). Характерная их особенность состоит в том, что они акустически шероховаты и похожи на поверхности размыва.

В карбонатном верхнедевонско-нижнепермском комплексе аномальные горизонты отсутствуют.

Следующий, пермо-триасовый комплекс, наиболее хорошо изученный в сейсмическом отношении, отличается от других значительной насыщенностью аномальными горизонтами в разрезе и их большой латеральной распространенностью (см. рис. 1—3).

В комплексе выделяются четыре собственно аномальных горизонта — А, А₁, А₂ и А₃, которые прослеживаются на двух стратиграфических уровнях. Горизонт А наблюдается в пермском интервале, а горизонты А₁, А₂, А₃ — в триасовом.

Горизонт А прослеживается фрагментарно, преимущественно в Южно-Баренцевской впадине, тогда как А₁ и А₂ — практически повсеместно, занимая все более высокое гипсометрическое положение по мере движения на север и к бортам впадин. В этом же направлении меняется характер сейсмической записи, которая становится все более высокочастотной, а сами горизонты теряют протяженность.

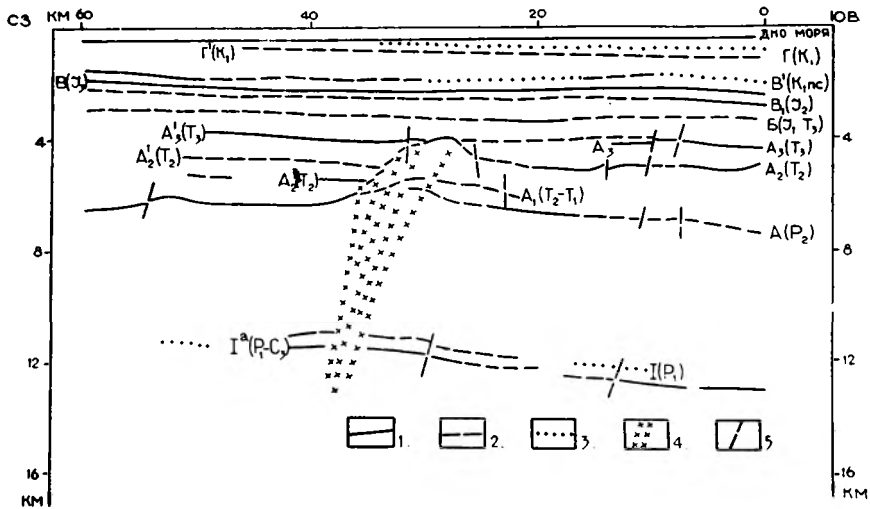


Рис. 2. Фрагмент сейсмогеологического глубинного разреза осадочного чехла северной части Южно-Баренцевской впадины

1—3 — сейсмические горизонты в осадочном чехле, прослеживаемые: 1 — уверенно, 2 — хорошо, 3 — удовлетворительно; 4—5 — тектонические нарушения: 4 — региональные, 5 — локальные. I^a , I, A, A_1 , A_2 , A_2' , A_3 , A_3' , B, B_1 , B_2 , B' , G, G' — сейсмические горизонты

В районе Лудловской седловины, разделяющей Южно-Баренцевскую и Северо-Баренцевскую впадины, устанавливается максимальное число этих горизонтов. Следует заметить, что здесь по внешнему виду на временных разрезах отражения A_3 и A_2 очень похожи. То же самое можно сказать и в отношении горизонтов A_1 и A. Это попарное сходство проявляется и в поведении горизонтов: последние залегают относительно согласно с нижележащими сейсмическими границами, между тем как A_2 и A_3 занимают дискордантное положение по отношению к вмещающим толщам (см. рис. 2, 3).

Изучение латерального развития разрывных дислокаций (рис. 4) показало, что аномальные горизонты по сравнению с другими обладают большей нарушенностью. Помимо наличия нарушений генерализованного северо-западного простирания они имеют нарушения и других направлений, не совпадающих с простираниями нарушений, секущих выше- и нижележащие горизонты.

Аномальный характер горизонтов подчеркивается особенностями геофизических полей. Так, например, над участками, где устанавливаются минимальные гипсометрические отметки горизонтов A_3 и A_2 , в основном

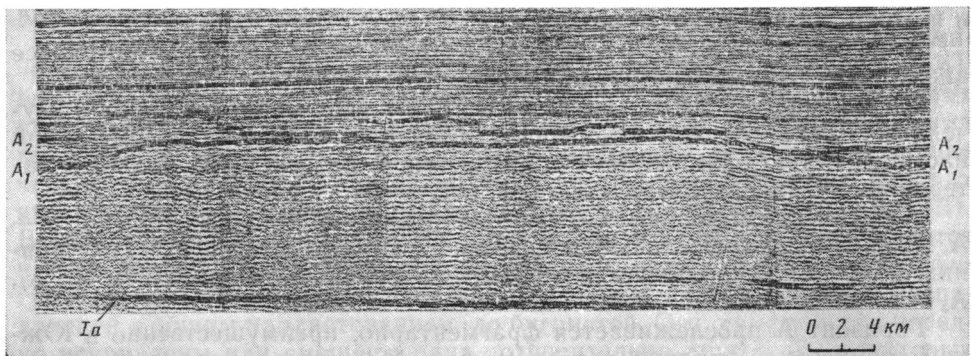
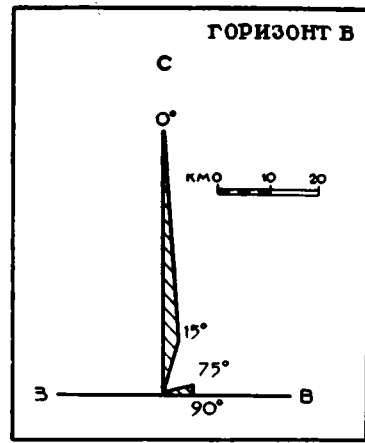
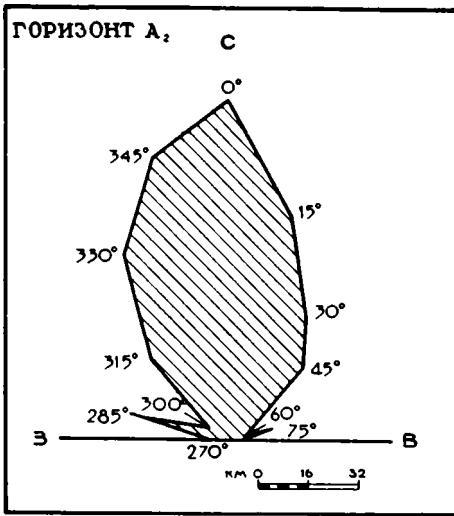


Рис. 3. Фрагмент временного сейсмического разреза осадочного чехла, иллюстрирующего поведение аномальных горизонтов A_1 и A_2 (район Лудловской седловины). Стратификацию горизонтов см. на рис. 2



Удельная протяжённость нарушений по отражающим горизонтам (км/км²)

ОГ	ℓ
В	0,007
А ₂	0,05
А	0,11
І _а	0,09

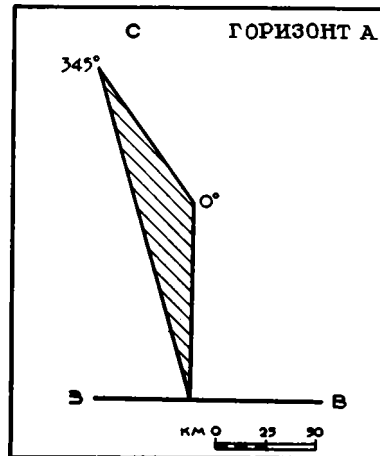
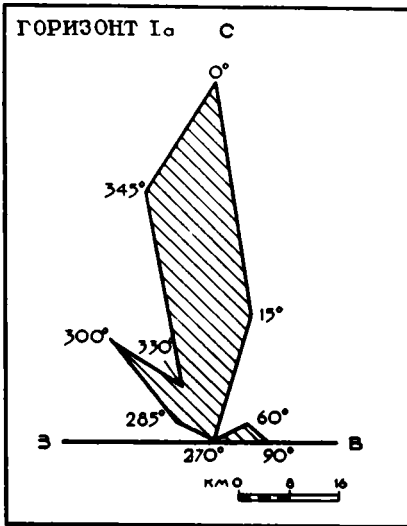


Рис. 4. Розы-диаграммы азимутов простираения разрывных нарушений для разных отражающих горизонтов осадочного чехла Баренцева моря. Стратификацию горизонтов см. на рис. 2

имеют место положительные аномалии магнитного поля, а над зонами их максимального погружения или отсутствия — отрицательные.

Интерпретация данных гравиметрии свидетельствует, что горизонту А₁ соответствует одна из гравиактивных границ. Помимо этого скоростной анализ разреза указывает на то, что горизонт А₁ является верхней границей высокоскоростного слоя, имеющего интервальные параметры 5,5—6,5 км/с.

В юрском терригенном комплексе аномальные горизонты наблюдаются лишь в его низах и распространены в районе Лудловской седловины и в Северо-Баренцевской впадине. Они локализованы на значительно меньшей площади, чем предыдущие, и по внешнему облику на временных разрезах подобны горизонту А₂.

В нижнемеловом терригенном комплексе аномальные горизонты прослеживаются на отдельных участках в Северо-Баренцевской впадине и связаны с зонами региональных разломов. Среди аномальных рефлекторов этого комплекса выделяется их особый тип, не имеющий аналогов в нижележащих комплексах. Для него характерны чашеобразная форма с размерами в среднем 7×8 км и приуроченность к узлам пересечения тектонических нарушений.

Заканчивая описание основных характеристик, добавим, что все без исключения аномальные сейсмические горизонты развиты в интервалах разреза осадочного чехла, дифференцированных по физическим свойствам и, следовательно, по литологии.

Изложенные выше факты позволяют подойти к обсуждению природы аномальных рефлекторов со следующих позиций.

Можно предположить, что рассматриваемые горизонты обусловлены пластами карбонатных, карбонатно-сульфатных, галогенных пород, однако, как отмечается в работе [4], известные типы их деформаций так или иначе должны отражаться в перекрывающих отложениях, чего не наблюдается. Если связывать аномальные горизонты с эрозионными формами палеорельефа, то в свою очередь этому противоречит отсутствие характерных признаков, присущих заполняющим их отложениям [4]. Кроме того, таким предположениям не соответствуют характерные особенности геофизических полей, сопровождающие аномальные горизонты, о которых уже упоминалось и будет сказано ниже.

Альтернативной гипотезой, в которую довольно логично укладывается имеющийся фактический материал, может служить предположение о том, что аномальные рефлекторы связаны с пластовыми телами магматического происхождения, например с формациями траппов.

О том, что аномальные горизонты являются именно пластовыми телами, а не границами двух различных сред, свидетельствуют результаты математического моделирования волнового поля, выполненного в НИИМоргеофизики ВМНПО «Союзморгео» [1]. Оно показало, что такие динамически выраженные горизонты формируются на высокоскоростных сейсмических объектах типа «тонкий пласт» за счет интерференции отражений от кровли и подошвы пласта. В рассматриваемых случаях для интервалов аномальных горизонтов характерно скачкообразное возрастание скоростей на $1-2$ км/с.

В работе [4] отмечается, что аномальные отражающие горизонты, аналогичные триасовым в Баренцевом море, имеют место в разрезе силурийских отложений Балтики. По результатам бурения они представлены телами диабазов мощностью $8-20$ м.

В пользу магматической природы аномальных сейсмических горизонтов указывают также результаты изучения распределения магнитоактивных тел в осадочном чехле Баренцева моря по данным аэромагнитных съемок [2]. Показано, во-первых, что магнитовозмущающие объекты приурочены к зонам региональных нарушений, а во-вторых, группируются на определенных стратиграфических уровнях. В осадочном чехле установлено три таких условно стратифицированных уровня: нижнемеловой, пермо-триасовый и девонско-каменноугольный. Как видно, они в целом соответствуют положению аномальных сейсмических горизонтов. Кроме того, отмечается [2], что по своим геофизическим характеристикам и данным геофизических наблюдений магнитоактивными объектами могут быть пластовые интрузии и покровные тела преимущественно основного состава. Подобные достаточно изученные разновозрастные формации встречаются в некоторых близлежащих районах островной и континентальной суши (Шпицберген, Земля Франца-Иосифа, Новая Земля, Таймыр, Коротайхинский прогиб, Западно-Сибирский бассейн и др. [2-4]), а потому, учитывая изложенное выше, можно ожидать их распространения и в Баренцевом море.

Еще одним косвенным подтверждением трапповой природы аномальных рефлекторов является то обстоятельство, что они приурочены к интервалам разнородного в литологическом отношении разреза осадочного

чехла. По существующим представлениям [3], такие разрезы формируются в условиях тектонической активизации платформ, когда трапповые излияния завершают отдельные седиментационные циклы. С другой стороны, наличие дифференцированного по физическим свойствам разреза благоприятно для внедрения по его наиболее ослабленным зонам пластовых интрузий.

Особый интерес среди рассмотренных вызывают аномальные отражающие горизонты чашеобразной формы, зафиксированные в нижнемеловом терригенном комплексе. Эти сейсмические объекты локализованы в местах пересечения разломов. Отражающие границы в перекрывающих отложениях характеризуются ступенчатым прогибанием к центру чашеобразной формы. Амплитуда прогибания вышележащих отложений постепенно уменьшается, и отрицательная структура полностью нивелируется осадками. По гравиметрическим данным, аномальные рефлекторы этого типа обладают избыточной плотностью — 0,2—0,4 г/см³ и подбор плотностной модели позволяет предположить наличие здесь интрузий ультраосновного состава. Однако необычность ситуации заключается в самой форме рефлекторов и в унаследованном характере поведения перекрывающих отложений. Аналогичные формы, как оказалось, закартированы в бассейне Свердруп [6]. Прогнутый чашеобразный облик рефлекторов и горизонтов осадочного чехла над ними объясняется уменьшением объема интрузивного массива в процессе застывания. Как следствие происходит постепенное проседание вышележащих слоев осадочных образований.

Изложенные аргументы позволяют с большой вероятностью полагать, что аномальные сейсмические горизонты в разрезе осадочного чехла Баренцева моря обусловлены магматическими образованиями, представленными, по всей видимости, формациями траппов. В большей мере они получили развитие в верхах пермо-триасового комплекса, в меньшей — в выше- и нижележащих комплексах. Возможно, вспышки траппового магматизма в Баренцевом море носили циклический и неравномерный характер как во времени, так и в пространстве. Однако несомненно то, что извержения эти были синхронны с таковыми на сопредельных участках современной суши. Вместе с тем в распределении аномальных горизонтов, связываемых с телами вулканитов, по сейсмостратиграфическим комплексам и по площади Баренцева моря усматривается явный прогрессирующий элемент, имеющий непосредственное отношение к развитию региона.

Полоса (или пояс) распространения этих магматогенных тел (см. рис. 1) омолаживается с юга на север, по направлению к Евразийской котловине, при этом горизонты их развития занимают все более высокие гипсометрические уровни в осадочном чехле, вплоть до выходов на поверхность дна близ архипелага Земля Франца-Иосифа.

Начальный из выявленных циклов траппового магматизма, проявившийся в девоне, признаки которого установлены в южной части Баренцева моря, хорошо сопоставим с подобными процессами этого же времени, происходившими как в пределах Восточно-Европейской платформы, так и на ее окраинах.

Следующий цикл, начавшийся в самом конце перми, но максимум которого приходится на триас, коррелируется с эпохой траппового магматизма, охватившей обширные территории Западной и Восточной Сибири, Таймыра. Вполне возможно, что он проявился и в Карском море.

Ну и, наконец, еще один выявленный цикл магматической деятельности отмечается в северной части Баренцевоморской плиты и по времени приходится на ранний мел с незначительными спорадическими проявлениями в юре. Развитие аномальных горизонтов в осадочном чехле свидетельствует о том, что извержением были охвачены районы, далеко выходящие за пределы архипелага Шпицберген и Земля Франца-Иосифа.

Очевидно, что каждый из отмеченных циклов магматизма связан с заложением и развитием рифтогенных структур Баренцева моря, а в целом как те, так и другие отражают различные по характеру проявления

этапы деструктивного тектогенеза земной коры региона, эволюционирующего в северном направлении в ступенчато-поступательном режиме.

Таким образом, аномальные отражающие горизонты в осадочном чехле Баренцева моря характеризуются довольно специфическим набором признаков в следующих аспектах: 1) в геофизическом — находят отражение в структуре волнового, магнитного и гравитационного полей; 2) в литолого-стратиграфическом — приурочены исключительно к дифференцированным в литологическом отношении интервалам осадочного чехла, что является характерным признаком для разрезов, вмещающих трапповые тела. Стратиграфические интервалы их распространения хорошо коррелируются с временными циклами трапповых излияний на сопредельных участках суши; 3) в тектоническом — повышенная расчлененность их нарушениями различных простираний, взаимосвязь с региональными зонами разломов, локализация и группировка в непосредственной близости от рифтогенных систем.

Все это позволяет утверждать, что рассмотренные аномальные сейсмические горизонты в разрезе осадочного чехла Баренцева моря обусловлены пластовыми магматическими телами трапповых формаций. В более широком, глобальном, плане вспышки траппового магматизма в девоне можно соотнести с тектонической активизацией Восточно-Европейской платформы; в триасе — со становлением Урало-Сибирской провинции траппов [3] и, вероятно, с подготовительным этапом заложения Американо-Азиатской котловины; а в юре и главным образом мелу — с этапом подготовки к раскрытию Евразийской котловины Северного Ледовитого океана.

Список литературы

1. Безматерных Е. Ф., Киреев Г. И., Шипелькевич Ю. В. К природе аномальных отражающих горизонтов в триасовой толще Южно-Баренцевской впадины с позиций сейсмостратиграфии//Тез. докл. I Всесоюз. школы. Т. 3. М.: ГИН АН СССР, 1984. С. 10—11.
2. Верба М. Л. Баренцево море//Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Моря Советской Арктики. Т. 9. Л.: Недра, 1984. С. 11—39.
3. Макаренко Г. Ф. Траппы в структуре материков. М.: Наука, 1983. 208 с.
4. Маргулис Л. С. О геологической природе аномальных отражающих горизонтов в триасовых отложениях Баренцева моря//Докл. АН СССР. 1986. Т. 290. № 1. С. 184—187.
5. Милановский Е. Е. Рифтогенез в истории Земли. Рифтогенез в подвижных поясах. М.: Недра, 1987. 208 с.
6. Balkwill H. R., Fox F. G. Incipient rift zone, Western Sverdrup basin, Arctic Canada//Canada. Soc. Petrol. Geol. Mem. 1982. № 8. P. 171—187.

ВМНПО «Союзморгео», Мурманск, 183018

Поступила в редакцию
15.IX.1987

УДК 551.243(261/264)

© 1990 г.

ОДИНОКОВ Ю. Ю., УДИНЦЕВ Г. Б., БЕРЕСНЕВ А. Ф.
**ОСОБЕННОСТИ МОРФОЛОГИИ ЗОНЫ КРАЕВЫХ ДИСЛОКАЦИЙ
СРЕДИННО-АТЛАНТИЧЕСКОГО ХРЕБТА**

Рассматривается вопрос об аномальной морфоструктуре, опоясывающей фланги Срединно-Атлантического хребта на границе с ложем океана. В этой зоне отмечаются интенсивные дислокации фундамента и осадочного чехла, что находит отражение в искажении общей закономерности экспоненциального убывания морфометрических показателей расчлененности рельефа от осевой части хребта к ложу океанических котловин. Зона краевых дислокаций является аномальной также по ряду других геолого-геофизических характеристик и возникает как область тектонических деформаций коры, формирующаяся в условиях преобладающего сжатия вдоль фронта относительно быстро перемещающейся системы флангов рифтогенного хребта.

Неоднородность строения срединно-океанических хребтов (СОХ), в поперечном направлении хорошо известна и носит характер определенной закономерности, согласно которой ряд морфометрических показателей, таких, как вертикальная и горизонтальная расчлененность, энергия рельефа, средние уклоны и др. экспоненциально изменяются — затухают с увеличением глубины океана по мере удаления от гребневой зоны. Эта закономерность нашла объяснение в представлениях о спрединговой природе океанического фундамента. Однако по мере того как исследования охватывались значительные пространства СОХ в различных частях этой глобальной системы, стали выявляться черты определенной неоднородности ее, существование ряда аномальных по своему характеру морфоструктур, нарушающих намеченную ранее общую закономерность строения этой системы. Наиболее ярко выраженный аномальный характер имеют такие морфоструктуры, как зоны краевых дислокаций в подножиях флангов СОХ, плато в пределах самих флангов, сложно эшелонированные рифтовые ущелья, сложные по своей морфоструктуре поперечные (трансформные) разломы, зачастую наложенные на рифтогенные структуры хребтов. Исследования этих аномальных структур открывают возможность более полного познания процесса развития рифтогенальных систем Мирowego океана. В данной статье речь пойдет о зоне краевых дислокаций.

Впервые внимание на существование зоны дислокаций в основании флангов СОХ было обращено при исследованиях Аравийско-Индийского хребта (хребет Карлсберг), где у подножия его юго-западного фланга были отмечены интенсивные дислокации фундамента и осадочного чехла, а также аномально высокие амплитуды аномалий магнитного поля более длинного периода, чем аномалии самого хребта [12, 16]. В дальнейшем было обращено внимание на существование особой морфоструктуры, характерной для контакта флангов СОХ с ложем океанических котловин, широко распространенной и хорошо выраженной, в частности, в Южной Атлантике [13, 14]. Подтвердилось, что и там зона краевых дислокаций СОХ выражена как в специфическом облике рельефа и морфоструктуры фундамента, так и в дислокациях осадочного чехла, и в характерном облике аномалий магнитного поля. В рельефе дна в отличие от грядового типа морфологии флангов рифтогенных СОХ в зоне краевых дислокаций преобладают грядово-глыбовые формы с более значительными амплитудами колебаний глубин, с большей шириной гряд, и эти особенности еще резче выражены в морфоструктуре фундамента. Осадочные тела в карманах фундамента в некоторых случаях оказывается деформированы, отмечая усилия сжатия. Возраста-

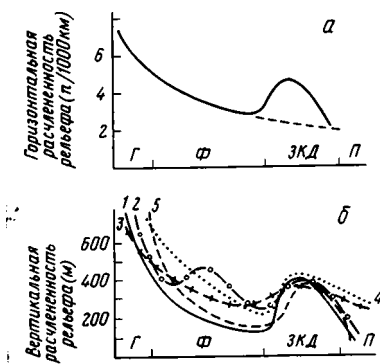


Рис. 1

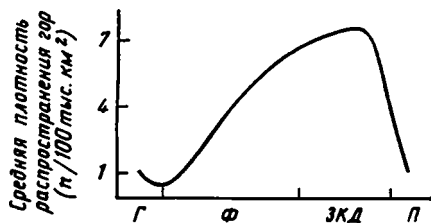


Рис. 2

Рис. 1. Изменение некоторых морфометрических показателей в разных геоморфосистемах южной части Атлантического океана. Г — гребневая зона срединного хребта, Ф — фланги, ЗКД — зона краевых дислокаций; П — платформа океанического ложа. 1 — осредненная кривая для Анголо-Бразильского геотраверса, построенная по карте [3]; кривые 2—5 построены по трансатлантическим профилям НСП: 2° ю. ш. (2), 13° ю. ш. (3), 23° ю. ш., юго-западный сектор (4), 5° ю. ш. (5); 1—3, 5 — юго-восточный сектор

Рис. 2. Изменение количества вулканических гор в разных геоморфосистемах. Буквенные обозначения см. на рис. 1

ние интенсивности и периодичности аномалий магнитного поля свидетельствует о существенном выпаде в структуру магнитного поля либо относительно молодых базальтовых излияний, либо процесса серпентинизации протрузий мантийного материала как следствие высокой трещиноватости коры [9]. Свидетельства существования зоны краевых дислокаций были получены также в приэкваториальной зоне Южной Атлантики [15].

Широкое применение техники многолучевого эхолотирования позволило Дж. Маммерикс и П. Лансдейлу выявить зоны дислокаций у подножия флангов Восточно-Тихоокеанского поднятия и дало основания увидеть аналогию между ними и зонами дислокаций по периферии Австрало-Антарктического хребта [17]. Детальное картирование рельефа дна и аномального магнитного поля в полосе Анголо-Бразильского геотраверса [3, 6], а также многолучевое эхолотирование в области Южно-Атлантического хребта [1, 13] дало новые свидетельства специфического облика морфоструктуры зоны краевых дислокаций.

В северной половине Южной Атлантики зоны краевых дислокаций (ЗКД) по периферии Южно-Атлантического хребта развиты на значительном протяжении. Ширина зоны дислокаций вдоль восточного фланга равна 300—400 км. Зона дислокаций по периферии западного фланга хребта расположена более узкой полосой симметрично зоне дислокаций восточного фланга, ее ширина 250—300 км. Горизонтальная расчлененность рельефа в этих зонах, рассчитанная на основе принципа упрощения методом скользящего окна для ЗКД в полосе от экватора до 23° ю. ш., составляет 4—6/100 км⁻¹, что примерно в 1, 5—2 раза превышает соответствующую оценку для удаленных флангов хребта, непосредственно примыкающих к зоне краевых дислокаций (рис. 1, а). Вертикальная расчлененность варьирует в широких пределах и составляет от 50 до 2000 м. При осреднении для разных профилей вертикальная расчлененность рельефа оценивается в 300—400 м, что также превышает соответствующие значения, рассчитанные для удаленных от оси хребта частей его флангов (см. рис. 1, б).

Нарушение общей тенденции экспоненциального затухания показателей расчлененности рельефа от гребня к абиссальной плите, проиллюстрированное на рис. 1, может свидетельствовать о меняющейся от флангов рифтогенного хребта к зонам краевых дислокаций тектонической обстановке. Внимательное изучение доступных данных показывает, что

в зависимости от конкретной геологической обстановки ЗКД может быть лучше или хуже выражена в рельефе дна океана. В соответствии с этим морфодинамическая кривая расчлененности характеризуется большей или меньшей амплитудой в зоне краевых дислокаций (ср. рис. 1, б — кривые 1 и 3). Характер выявленной тенденции в свою очередь нарушают наложенные структуры, прямо не связанные с рифтогенезом. Так, например, кривая 2 — первый высокоамплитудный всплеск испытывает в пределах фланговой зоны хребта. Однако этот максимум расчлененности рельефа связан с пересечением соответствующего профиля со структурой зоны разлома Чейн. В других случаях, например при увеличенной мощности осадочного чехла, морфометрические аномалии зоны краевых дислокаций носят размытый характер. Учитывая это, становится ясно, что без детальной батиметрической карты использование отдельных геофизических профилей, по которым невозможно отфильтровать нерифтогенные наложенные структуры, крайне затруднительно для выявления и анализа ЗКД.

Простираение отдельных структур в зоне краевых дислокаций, как правило, приобретает большую упорядоченность в направлении, субпараллельном гребню, по отношению к менее упорядоченному, мозаичному плану фланговых элементов и, тем более, по отношению к мозаичной системе структуры ложа океанических котловин. Отмечено также изменение в количественном распределении вулканических гор по направлению от гребня к ложу котловин (рис. 2). Например, в полосе восточной части Анголо-Бразильского геотраверса плотность распространения гор высотой более 2000 м достигает своего максимума именно в ЗКД и составляет 7/100 тыс. км², что превышает соответствующую оценку даже для гребневой зоны. Вместе с тем следует учитывать, что вулканы центрального типа в случае Анголо-Бразильского геотраверса связаны, по-видимому, с зоной крупнейших мегасдвигов Пелузиум и, в частности, с Камерунским разломом [16], поэтому здесь можно говорить о дополнительной активизации наложенных морфоструктур в зоне краевых дислокаций.

Трансатлантические профили НСП, выполненные в 1-м рейсе гидрографического судна «Иван Киреев», позволяют видеть, что тенденция к закономерному и постепенному наращиванию аккумулятивной толщи на склонах Срединно-Атлантического хребта с удалением от осевой части в зонах краевых дислокаций нарушается. Осадочный чехол имеет здесь прерывистый характер, в случае же повышенной мощности обнаруживает складчатые [14], а чаще дизъюнктивные деформации (рис. 3). А. И. Трухалев и К. М. Шихорина [11] также отмечают характерные для ЗКД восточной части Анголо-Бразильского геотраверса выклинивание и дизъюнктивные срывы осадков на крыльях мульдообразных впадин.

Магматизм в зоне краевых дислокаций до сих пор исследован недостаточно. Стремление отобрать образцы пород в первую очередь в гребневой зоне хребта и в зонах поперечных разломов оставило без должного внимания удаленные части флангов и зоны краевых дислокаций, хотя обнажения акустического фундамента на флангах, а особенно в пределах ЗКД, развиты достаточно широко. Указывалось [5] на переход от толеитовых базальтов осевой зоны Срединно-Атлантического хребта к андезитовой серии на периферии флангов, связанный с изменением диапазона магматической дифференциации расплавов в условиях усиления флюидного воздействия на базальтовые магмы. Габброиды и андезиты, обогащенные щелочами, драгированы на одном из вулканов Гвинейского поднятия. Эти породы могут свидетельствовать о глубоком расположении магматических камер — источников выплавки, но являются ли эти образцы характерными для зоны краевых дислокаций — не ясно, поскольку все они драгировались с подводных вулканов.

По нашим данным [14], а также данным В. Ю. Глебовского и др. [3], в зоне краевых дислокаций на Анголо-Бразильском геотраверсе увеличивается период магнитных аномалий и возрастает их интенсив-



Рис. 3. Залегание осадочного чехла и дизъюнктивные нарушения в ЗКД на восточном фланге Северо-Атлантического хребта по данным сейсмограммы вдоль профиля № 6, выполненного во 2-м рейсе ГС «Иван Киреев»

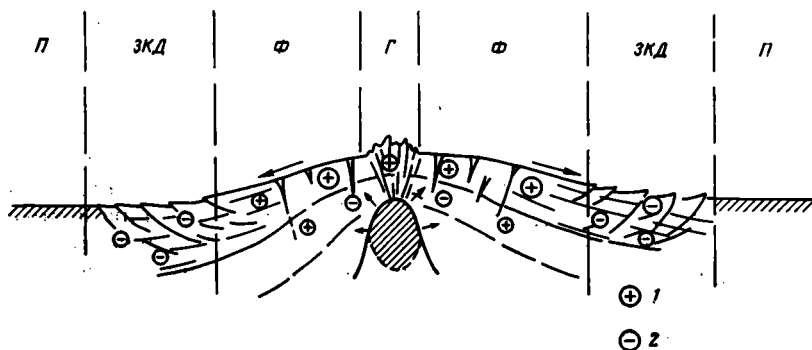


Рис. 4. Морфоструктурное районирование и геодинамическая обстановка срединно-океанического хребта

1 — условия преобладающего растяжения; 2 — условия преобладающего сжатия. Буквенные обозначения см. на рис. 1

ность до амплитуды 250—500 γ . Ориентировка полосовых аномалий при этом сохраняется параллельной осевой аномалии. В то же время отмечается, что в пределах платформы океанического ложа в районе Анго-до-Бразильского геотраверса амплитуда магнитного поля снова понижается, а генеральное простирание устанавливается на северо-запад — юго-восток. В принципе это может свидетельствовать о развитии рифтогенного хребта и ЗКД на более древней плите океанической котловины. Согласно отдельным профилям, область аномально высоких амплитуд и периодов магнитных аномалий не всегда точно совпадает с морфо-структурой ЗКД, выделенной по аномальному рельефу, и может быть смещена либо в сторону флангов, либо на абиссальную плиту.

Структуры в зонах краевых дислокаций, выявленных по периферии флангов Восточно-Тихоокеанского поднятия и Австрало-Антарктического хребта, были интерпретированы Дж. Маммерикс и П. Лансдейлом как реликты ранних этапов развития этих рифтогенных систем, сопровождавшиеся в последующие этапы «прыжками» оси спрединга на новые места [17]. По нашему мнению, при объяснении происхождения зон краевых дислокаций на флангах СОХ следует принимать во внимание широкое распространение этих структур, закономерную связь их именно с периферией флангов рифтогенальных систем и существенное отличие морфологических, структурных и магнитометрических, а также, судя по всему, петрологических характеристик от собственно срединно-океанического хребта, имея в виду осевые зоны и фланги. Учитывая эти особенности, объяснение ЗКД в качестве реликтов рифтогенных структур ранних этапов развития рифтогенальных систем представляется маловероятным.

По нашему мнению, формирование зон краевых дислокаций теснейшим образом связано с развитием кайнозойских срединных хребтов. Резко контрастирующий с флангами характер расчлененности рельефа наводит на мысль, что морфологический облик ЗКД формировался в условиях, отличных от общего растяжения хребта. По сейсмологическим

данным [18], область растяжения Срединно-Атлантического хребта ограничена магнитными аномалиями с номером пять; в области между изохронами 10 и 20 млн. лет наблюдаются как растягивающие, так и сжимающие напряжения, а в литосфере с возрастом больше 20 млн. лет преобладают напряжения сжатия. Е. В. Артюшков считает, что сила, действующая на литосферу со стороны срединных хребтов, обусловлена растеканием расположенной под ними аномальной мантии и гравитационным оползанием [2].

Исходя из модели расклинивающего действия мантийного диапира, или астенолита (по терминологии В. В. Белоусова), общего прогрева и расширения глубинных пород, формирующих вздутие коры в виде поднятия-геотумора (по терминологии Р. Ван Беммелена) и его гребневой зоны на своде в поле максимальной концентрации растягивающих напряжений, учитывая при этом массу пород, приподнятых над ложем океана, вполне допустимо предположить гравитационное соскальзывание коровых чешуй на склонах и существование двух полосовых полей концентрации напряжений сжатия вдоль подножия обоих флангов хребта. Эти напряжения вызваны давлением на инертную плиту (океаническую платформу) ложа океана со стороны приподнятых флангов хребта. Абсолютное значение сжимающей силы возрастает по мере уменьшения высоты рельефа по направлению к океаническим котловинам, где оно достигает значения, по [2], $\Sigma \sim -(0,6-1,2) 10^9$ бар·см при $\rho = 3,1-3,2$ г/см³. При мощности литосферы 50—70 км здесь действуют сжимающие напряжения $\sigma = 100-200$ бар.

Сжимающие напряжения при этом генерируют характерный рельеф взбросо-надвигового типа, в случае если воздействующие напряжения превосходят предел прочности пород коры на скалывание, и более сложный рельеф при наличии в коре напряжений ниже предела прочности пород, но достаточных для вязкопластичных деформаций с локальными разрывами и возможной активизацией вертикальных движений.

Если в условиях растяжения на гребне (и в меньшей степени на флангах) хребта хрупкие деформации проявляются как трещины отрыва, тем более глубокие, чем интенсивнее растягивающие напряжения, то в условиях латерального сжатия в ЗКД получают развитие сколы, наклоненные к оси максимального сжатия под углом меньше 45°, которые с глубиной становятся еще более пологими вследствие переориентации преобладающей оси сжатия [7] (рис. 4). Возможно, именно с высокой степенью тектонической расслоенности коры в зонах краевых дислокаций, обусловленной широким развитием сколов в условиях сжатия, связано нарушение параметров волнового поля, выявленное С. М. Зверевым и др. [4] при проведении работ ГСЗ вдоль 12° ю. ш. В полосе, соответствующей положению ЗКД на данной широте, отмечалось уменьшение скорости волн, сопровождающееся резким падением интенсивности колебаний, что связывалось с возможностью существования слоя пониженных скоростей в этой области. Однако вновь необходимо принимать во внимание Камерунскую систему разломов, положение которой на параллели 12° ю. ш. совпадает с ЗКД. Следовательно, было бы некорректно однозначно связывать с ЗКД выявленную аномальную область пониженных скоростей (рис. 5).

Наконец, большой интерес представляют данные по тепловому потоку в полосе Анголо-Бразильского геотраверса [10]. Нами было проведено осреднение 103 измеренных значений теплового потока по 3-градусной меридиональной сетке с учетом субмеридионального простирания рифтогенных структур и построен широтный осредненный профиль изменения теплового потока. Полученная кривая на интересующем нас отрезке от гребневой зоны до ложа Ангольской котловины носит характер быстро затухающих колебаний с главным максимумом в осевой части хребта (рис. 6). Зоне краевых дислокаций соответствует область локального минимума. Предполагая, что максимальные значения теплового потока связаны с интенсивной гидротермальной деятельностью и, следовательно, с высокой проницаемостью коры, имеющей место в усло-

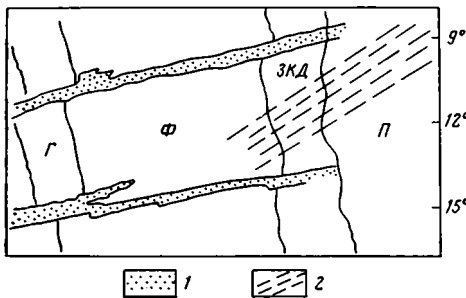


Рис. 5

Рис. 5. Главные морфоструктуры в полосе Анголо-Бразильского геотраверса 1 — трансформные разломы; 2 — наложенная структура Камерунского разлома. Буквенные обозначения см. на рис. 1

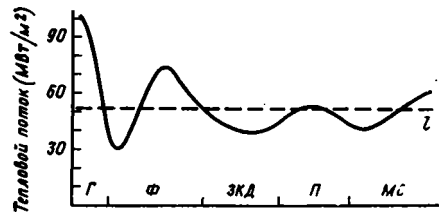


Рис. 6

Рис. 6. Изменение теплового потока в разных геоморфосистемах: 1 — среднее значение теплового потока для дна океана; МС — материковый склон. Остальные буквенные обозначения см. на рис. 1

виях растяжения рифтовой зоны, минимальные значения теплового потока можно объяснить обстановкой сжатия. (Подобным образом первый минимум может соответствовать узкой зоне сжатия, возникающей на контакте гребневой зоны и относительно пассивных флангов). Участок кривой изменения теплового потока, соответствующий абиссальной плите, хорошо соотносится со средними для океанского дна значениями, что может свидетельствовать о стабильности тектонической обстановки.

Таким образом, зона краевых дислокаций СОХ является аномальной по целому ряду своих морфометрических и геофизических параметров. Существование ЗКД как полосовых структур сжатия согласуется с известным положением А. В. Пейве [8] о дифференциальных движениях блоков земной коры, когда условия преобладающего сжатия возникают вдоль фронта относительно быстро перемещающейся системы блоков на стыке с впереди расположенными и медленнее перемещающимися блоками.

Существование зоны краевых дислокаций ставит под сомнение представления о генетической однородности всего пространства океанических областей от срединного хребта к платформенному ложу океана как единой жесткой плиты. По крайней мере в пределах рассматриваемых поясов сжатия кора подвергается деформации, что по-видимому, способствует также и активизации вертикальных движений в этой области, где по крайней мере скорость спрединга существенно уменьшается.

Из всего сказанного можно сделать вывод о том, что в геологическом интервале времени горизонтальные перемещения океанической коры носят характер не общего «конвейерного» перемещения плит, а пластической деформации с максимальным проявлением в виде рифтогенного хребта (гребневая зона СОХ) в области концентрации растягивающих напряжений и тектонического сгущивания горных масс в зоне краевых дислокаций, формирующихся в обстановке сжатия вдоль подножия срединного хребта.

Список литературы

1. Альбом многолучевого эхолотирования. 2-й рейс НИС «Академик Борис Петров», МЦД Б-2, 1987.
2. Артюшков Е. В. Геодинамика. М.: Наука, 1979. 327 с.
3. Глебовский В. Ю., Каминский В. Д., Осипов В. Л. Структура аномального магнитного поля в пространстве от Срединного хребта до Ангольского шельфа//Литосфера Ангольской котловины и восточного склона Южно-Атлантического хребта. Л.: Изд-во ПГО «Севморгеология», 1986. С. 70—80.
4. Зверев С. М., Ярошевская Г. А., Тулина Ю. В. Глубинное сейсмическое зондирование океанической литосферы//Динамика и эволюция литосферы. М.: Наука, 1986. С. 152—169.
5. Мелсон У. Г., Томпсон Г. Петрология пород зоны трансформного разлома и приле-

- гающих сегментов океанического хребта//Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М.: Мир, 1973. С. 30—49.
6. Нарышкин Г. Д., Погребницкий Ю. Е. Морфоструктура дна Юго-восточной Атлантики//Литосфера Ангольской котловины и восточного склона Южно-Атлантического хребта. Л.: Изд-во ПГО «Севморгеология», 1986. С. 10—23.
 7. Николаевский В. Н. Зоны разломов, как волноводы коры//Природа. 1987. № 7. С. 53—60.
 8. Пейве А. В. Тектоника и магматизм//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1961. № 3. С. 36—54.
 9. Печерский Д. М., Назарова Е. А. Терромагнитное изучение базальтов рифтовой зоны Атлантического океана (30—40° с. ш.)//Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 1974. № 7. С. 95—101.
 10. Подгорных Л. В. Тепловой поток в восточной части Анголо-Бразильского геотраверса//Литосфера Ангольской котловины и восточного склона Южно-Атлантического хребта. Л.: Изд-во ПГО «Севморгеология», 1986. С. 93—101.
 11. Трухалев А. И., Шихорина К. М. Магматические образования восточной части Анголо-Бразильского геотраверса//Литосфера Ангольской котловины и восточного склона Южно-Атлантического хребта. Л.: Изд-во ПГО «Севморгеология», 1986. С. 121—134.
 12. Удинцев Г. Б., О структуре рифтовой зоны Индийского океана//Докл. АН СССР. 1969. Т. 185. № 4. С. 921—923.
 13. Удинцев Г. Б., Береснев А. Ф. 1-й рейс г/с «Иван Киреев» по программе Института физики Земли им. О. Ю. Шмидта АН СССР//Океанология. 1978. № 6. С. 1132—1135.
 14. Удинцев Г. Б., Береснев А. Ф., Гордин В. М. Структурная неоднородность дна океана и проблема границы океан — континент//Геотектоника. 1980. № 2. С. 13—26.
 15. Удинцев Г. Б., Одинокоев Ю. Ю., Голод В. М. Некоторые результаты многолучевого эхолотирования в области Срединно-Атлантического хребта//Комплексное изучение природы Атлантического океана. Калининград: Изд-во КГУ, 1987. С. 102—103.
 16. Удинцев Г. Б. Рельеф и строение дна океанов. М.: Недра, 1987. 239 с.
 17. Matterix J., Lonsdale P. The Morphology of Propagating Spreading Centers: New and Old//J. Geophys. Res. 1984. P. 1817—1828.
 18. Sykes L. R., Sbar M. L. Interplate earthquake, lithospheric stresses and the driving mechanism of plate tectonics//Nature. 1973. 245 p.

Геологический институт АН СССР,
Москва, 109017

Поступила в редакцию
14.IX.1988

СИГАЧЕВ С. П.

К ПРОБЛЕМЕ ВОЗРАСТА ОСНОВНЫХ СКЛАДКООБРАЗОВАТЕЛЬНЫХ ДВИЖЕНИЙ В ЦЕНТРАЛЬНОМ ПАМИРЕ

В настоящее время, пожалуй, никем не оспаривается тот факт, что на рубеже раннего и позднего мела территория Центрального Памира испытала серьезную перестройку, связанную с отмиранием существовавшего в ее пределах на протяжении почти всего мезозоя морского осадочного бассейна и причленением его к Евразийскому континенту. Однако утверждения ряда исследователей, что эта структурная перестройка сопровождалась складчатостью (т. е. происходила в обстановке общего тангенциально-го сжатия), вызывают серьезные возражения, тем более, что большинство фактов, приводимых в обоснование этой точки зрения [1—3], являются по меньшей мере спорными.

В своих предыдущих публикациях [5, 7] автор стремился показать, что многочисленные фактические данные, используемые в защиту представления о решающей (или даже сколько-нибудь существенной) структурообразующей роли в Центральном Памире позднекимерийской складчатости, при детальном рассмотрении или не находят подтверждения, или допускают существенно отличную и, что главное, менее противоречивую интерпретацию.

Однако дискуссия по проблеме возраста основных складкообразовательных движений в Центральном Памире по-прежнему продолжается. В одной из публикаций В. И. Дронов и В. И. Буданов [3] приводят еще два примера взаимоотношений верхнемеловых известняков с более древними отложениями, которые, по их мнению, однозначно свидетельствуют в пользу решающей структурообразующей роли здесь предпоздне-меловой складчатости. Один из приводимых в статье разрезов описан в склоне вершины с отметкой 4936,6 м, расположенной в левом борту долины р. Танымас (верховья бассейна р. Барганг), (рис. 1). Здесь, по представлениям авторов, известняки верхнего мела с базальными конгломератами в основании резко несогласно перекрывают песчано-сланцевые отложения верхнего триаса — средней юры. Причем, судя по зарисовке, приведенной в статье [3, с. 52], последние практически стоят на головах, а карбонатные отложения верхнего мела залегают практически горизонтально.

Автору этих строк довелось в 1985 г. работать в бассейне р. Танымас. В процессе исследований был детально изучен в разных местах описанный в статье [3] контакт. Согласно наблюдениям автора, здесь на алевролитах верхнего триаса — средней юры, слон которых падают в северных и северо-восточных румбах (аз. пад. 10—40°, угол 35—45°), залегают без заметного углового несогласия сильно раздавленные в плоскости слонности известковистые конгломераты, а выше рудистовые известняки, также падающие на север или северо-восток примерно под такими же углами (аз. пад. 0—50°, угол 35—45°). Выше по разрезу известняки верхнего мела сменяются андезитовыми лавами и туфами палеогена, на которых, отделяясь тектоническим контактом, залегают вишнево-красные алевролиты и известковистые конгломераты нижнего мела, перекрытые тоже по надвику сланцами верхнего триаса — средней юры. Таким образом, верхняя часть указанного разреза представляет собой пакет тектонических пластин, сложенных разновозрастными отложениями, что дает повод для серьезных сомнений в первоначальной стратиграфической природе и контакта верхнемеловых известняков с породами верхнего триаса — средней юры. Однако в рамках интересующего нас вопроса совершенно безразлично, какова была первоначальная природа контакта вышеуказанных толщ: стратиграфическая или тектоническая. Главное, что в современной структуре слон терригенных отложений верхнего триаса — средней юры и верхнемеловых известняков падают в одном направлении и примерно под одинаковыми углами, т. е. эти толщи залегают псевдосогласно. Следовательно, указанный контакт по крайней мере ничего не добавляет в пользу гипотезы о решающей структурообразующей роли в Центральном Памире предпоздне-меловой складчатости. Объективно рассуждая, он скорее свидетельствует в пользу альтернативной точки зрения.

Второй пример взаимоотношений верхнемеловых известняков с подстилающими породами, приведенный в статье В. И. Дронова и В. И. Буданова [3], описан в бассейне р. Ракозу — левой составляющей р. Язгулем (см. рис. 1). Согласно их данным, здесь на красноцветных песчаниках и алевролитах нижнего мела, резко срезая последние, залегают известково-терригенные отложения верхнего мела (мощность 420—570 м), выше с размывом, но без углового несогласия перекрытые мощной (700 м) толщей андезитов и их туфов палеогена. Последние слагают оба борта долины р. Рошт-дары — левого притока р. Ракозу.

Проведенное автором в 1984 и 1987 гг. картирование бассейна р. Ракзоу показало, что наблюдаемая здесь геологическая структура допускает принципиально отличную от представлений вышеназванных исследователей интерпретацию. Район исследований расположен в пределах северо-восточного фланга Язгулемского покровно-складчатого сооружения. В его строении принимают участие [4]: автохтон, представленный метаморфическими и слабо измененными осадочными образованиями предположительно верхнего протерозоя — нижнего палеозоя; параавтохтон, сложенный отложениями верхнего триаса — палеогена, отличительной чертой разреза которых является отсутствие нижнемеловых и редуцированные мощности средне-, верхнеюрских и верхнемеловых отложений; и аллохтон, представленный верхнетриасово-палеогеновыми образованиями всех отделов. Все эти структурные единицы участвуют в строении бассейна р. Ракзоу (рис. 2). Примерно на широте слияния рек Ракзоу и Мазар-дары, дающих начало р. Язгулем, метаморфиты автохтона погружаются в юго-восточном направлении под аллохтонные образования, представленные здесь известняками и мергелями средней —

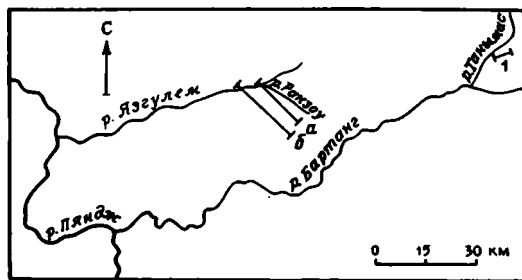


Рис. 1. Орогидрографическая схема западной части Центрального Памира. Цифрой 1 отмечено примерное местоположение разреза в склоне вершины с отметкой 4936,6 м, упоминаемого в тексте, а буквами а и б — местоположение геологических профилей, приведенных на рис. 2

верхней юры (рис. 2, а). Последние смяты в крупную синклиналиную складку, в прикорневой части имеющую отчетливую северо-западную вергентность. В верхней части складки ее осевая поверхность сложно деформирована с образованием серии лежащих (до ныряющих к юго-востоку) антиформ, разделенных сопряженными синформами. Столь сложная складчатая структура, по мнению автора, могла возникнуть в результате наложения процессов гравитационного шарьирования и ретрошарьирования [6]. Вероятной причиной зарождения ретрошарьяжных перемещений масс к юго-востоку явился рост Ванчского поднятия, происходивший одновременно с наполнением на его край гравитационных покровов, двигавшихся в северо-западном направлении. Таким образом, сложнодеформированные карбонатные отложения средней — верхней юры, слагающие левый борт долины р. Ракзоу от ее устья до места слияния с р. Рошт-дарой (см. рис. 2, а), участвуют в строении крупного ретрошарьяжа с амплитудой надвигания 9—10 км. Вероятно, в подошве ретрошарьяжа на севере присутствуют и верхнетриасово-среднеюрские терригенные отложения аллохтонного разреза, однако южнее, вблизи устья р. Рошт-дары, они тектонически срезаны, и карбонатные породы средней — верхней юры здесь по надвигу перекрывают различные образования параавтохтона. Известняки, слагающие «лоб» ретрошарьяжа, смяты в лежащую синклиналиную складку, отчетливо вергентную к северо-западу. Аналогичным образом деформирована и поверхность сместителя ретрошарьяжа. Следовательно, получается, что миндалекаменные андезит-базальты и их туфы, слагающие борта долины р. Рошт-дары, участвуют в строении ядра антиклинальной складки, запрокинутой к северу, а не синклинали, как полагают В. И. Дронов и В. И. Буданов [3]. Автору удалось внимательно изучить контакт указанных вулканитов с расположенными структурно выше них известняками в правом борту долины р. Рошт-дары. Наличие микститоподобных пород, обилие деформированных с поверхности и растащенных вдоль контакта глыб гранодиоритов экзотического происхождения и подстилающих вулканитов и, наконец, отчетливые подтыкания вулканитов под известняками, на наш взгляд, однозначно свидетельствуют в пользу надвиговой природы этой границы.

Известняки средней — верхней юры, слагающие фронт ретрошарьяжа, непрерывно в виде единой полосы прослеживаются вдоль левого борта долины р. Рошт-дары в направлении ее верховьев, где, по данным В. И. Дронова [3], известняки верхнего мела резко трансгрессивно залегают на красноцветных отложениях нижнего мела. Утыкание красноцветов нижнего мела в толщу известняков здесь действительно имеет место (см. рис. 2, б), однако, если верить приведенным выше структурным данным, эти известняки должны иметь не позднемеловой, а средне-позднеюрский возраст. Можно предположить, что красноцветы нижнего мела, закономерно надстраивающиеся в юго-западном направлении аллохтонный разрез фронтальной синклинали ретрошарьяжа, в верховьях долины р. Рошт-дары перекрыты по пологому взбросу средневерхнеюрскими известняками висячего крыла этой структуры (см. рис. 2, б). Таким образом, в свете приведенных сведений более непротиворечивой представляется гипотеза автора, согласно которой вулканиты палеогена, слагающие борта долины р. Рошт-дары на крайнем северо-восточном фланге Язгулемского покровно-складчатого сооружения, принадлежат не

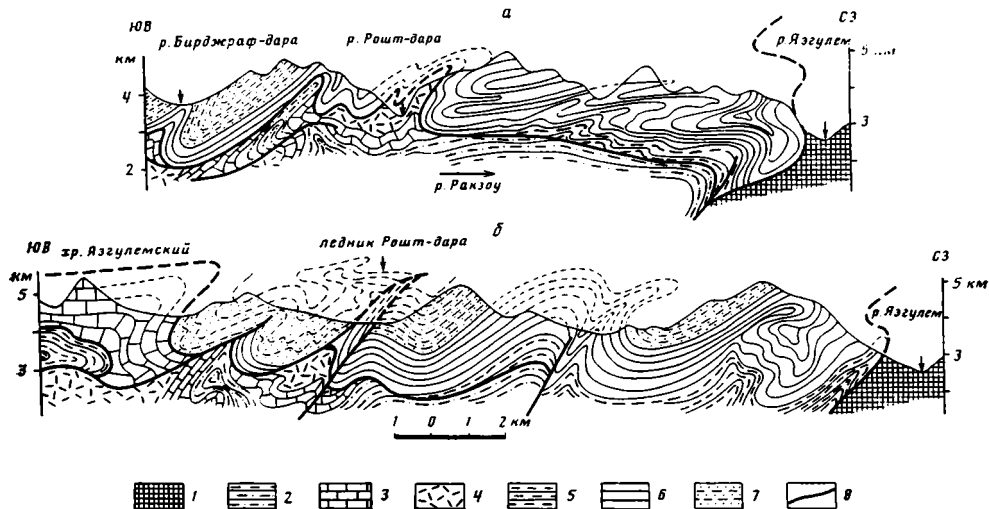


Рис. 2. Геологические профили через северо-восточный фланг Язгулемского покровно-складчатого сооружения (Центральный Памир): а — вдоль левого борта р. Ракзоу, б — вдоль линии, соединяющей правый борт ущелья р. Даранубаги и верховья долины р. Рошт-дары. Автохтон: 1 — метаморфические породы (PR_2 — PZ_1 ?); 2—4 — параавтохтон: 2 — песчаники и сланцы (T_3 — J_2), 3 — терригенно-карбонатные породы (J_{2-3} и K_2 нерасчлененные), 4 — андезиты, их туфы (P); 5—7 — аллохтон: 5 — песчаники и аргиллиты (T_3 — J_2), 6 — известняки, мергели (J_{2-3}), 7 — красноцветные песчаники (K_1); 8 — разрывы

аллохтонному, а параавтохтонному разрезу и в структуре располагаются в ядре крупной покровной антиклинали, запрокинутой на северо-запад.

Предпринятое исследование еще раз показывает, что разнообразные аргументы, приводимые в защиту гипотезы о главенствующей роли в Центральном Памире киммерийской складчатости, часто либо не находят подтверждения, либо допускают существенно иную интерпретацию. Это обстоятельство и заставляет автора отдавать предпочтение альтернативной точке зрения о доминирующей структурообразующей роли в этом регионе альпийской складчатости.

Список литературы

1. Дронов В. И. Сенон-палеогеновые отложения в долине р. Пяндж (Центральный Памир)//Докл. АН ТаджССР. 1984. Т. XXVII. № 12. С. 731—735.
2. Дронов В. И. Структурная позиция чиндойской свиты в долине р. Падруд (Центральный Памир)//Докл. АН ТаджССР. 1985. Т. XXVIII. № 9. С. 531—534.
3. Дронов В. И., Буданов В. И. Палеогеновые вулканогенные образования приводо-раздельной части Язгулемского хребта и левобережья р. Танымас (Центральный Памир)//Изв. АН ТаджССР. Отд. физ.-мат., хим. и геол. наук. 1982. № 3. С. 51—61.
4. Руженцев С. В. Особенности структуры и механизм формирования сорванных покровов//Тр. ГИН АН СССР. М.: Наука, 1971. Вып. 223. С. 1—135.
5. Сигачев С. П. Явление макробудинажа и тектонического сшивания на Язгулемском хребте (Центральный Памир)//Докл. АН СССР. 1984. Т. 276. № 4. С. 939—943.
6. Сигачев С. П. Модель происхождения складчатой структуры Язгулемского хребта (Центральный Памир)//Докл. АН СССР. 1986. Т. 289. № 2. С. 461—465.
7. Сигачев С. П. О роли альпийских деформаций в структуре Язгулемского хребта (Центральный Памир)//Геотектоника. 1987. № 2. С. 91—100.

Геологический институт
АН СССР, Москва, 109017

Поступила в редакцию
14.X.1987

РЕЦЕНЗИИ

УДК 551.24 : 001.35(235.216)

Б И С К Э Ю. С.

КАРТИНА ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ В «ОВОИДНОЙ» МАНЕРЕ

(О МОНОГРАФИИ Д. П. РЕЗВОГО, А. В. АЛЕКСЕЕНКО, А. В. ЖДАНА И ДР. «КОНЦЕНТРИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ»)

Герцинскую складчатую область Южного Тянь-Шаня и ее восточно-ферганскую часть, которой собственно посвящена рецензируемая монография, нельзя назвать слабо исследованными. За 60 лет, которые прошли после публикации первого геологического описания Восточной Ферганы [3], высказаны очень различные взгляды на происхождение сложных тектонических структур этого района. К настоящему времени здесь практически закончены геологические съемки крупного масштаба, и среди авторов новой книги мы встречаем участников этих работ, хорошо знающих по крайней мере отдельные из описанных в ней объектов.

Работа Д. П. Резвого и его соавторов содержит детальное, хорошо привязанное к местности и проиллюстрированное тектоническими схемами (к сожалению, почти без разрезов) тектономорфологическое описание. В основе его лежит вычленение так называемых оvoidных структур. В заключение эти формы сравниваются, обсуждается их происхождение и возможное поисковое значение. Высказана идея о том, что «следует... учитывать концентрическое, а не линейное строение геологических структур. Необходимо помнить о том, что каждый геологический контур, скорее, замыкается на себя и связан с каким-то местным, локальным энергетическим очагом» [5, с. 127].

Чтобы убедить, насколько разнообразно действовал в различных случаях этот локальный энергетический очаг, достаточно продолжить хотя бы в краткой форме сделанный анализ и составить классификацию оvoidных структур, на которую авторы монографии, по их заявлению, сейчас не отваживаются [5, с. 117]. Достаточно воспользоваться для этого представленным в работе материалом и принятыми там названиями, но придется ввести не использованные авторами термины. Итак, намечаются следующие группы.

1. Синформы, т. е. сложные синклиналеподобные структуры с падением пластов и надвиговых поверхностей, их разделяющих, к центру. Для них характерны резкие различия, стратиграфические и формационные, между отдельными тектоническими чешуями, в составе которых ближе к ядру (выше) находятся метаморфические сланцы, несколько дальше от него (ниже) — девонские базальты, а в самом ядре часто залегает с несогласием позднепалеозойская моласса или флиш. Следуя одной из имеющихся, хотя и не самой удачной традиции, авторы называют синформы «антиклинориями»: это «овонды» Восточного Алтая, Киргизаты — Талдыка, Жиланды, Турдука, а также Акджаола — Келематы — Майлису. Последние четыре в сущности образуют изогнутую линейную структуру, расчлененную более поздними разрывными смещениями. Синформа (синклиналь в верхнепалеозойских отложениях) Киргизаты — Талдыка тоже почти линейная и к тому же развернута в плане на 90°.

2. Антиформы, т. е. структуры обратного строения, с общим наклоном пластов в чешуях и мелких складках, направленным вовне: впрочем, и эти образования названы Д. П. Резвым и др. антиклинориями. Их можно разделить на два типа. Первый представлен здесь лишь «Кипчалминским оvoidным мегантиклинорием». Метаморфизованные сланцы и известняки силура — карбона Кипчалым образуют ядро антиформы, которое перекрыто надвинутыми среднепалеозойскими толщами иного состава и происхождения, причем верхний палеозой также целиком участвует в этих надвигах, не имея несогласия в подошве.

Другой тип антиформных складок составляют «овонды» Кичикалай, Кызкурган, Кожуртобе, Баубашата. Ядра их образованы известняками среднего палеозоя (S — C₂ или D — C₂), отнюдь не только «рифидными», но иногда, судя по типу формаций, представляющими части обширных древних карбонатных платформ многоэпиклиналиной зоны; впрочем, среди известняков есть и базальтовые покровы. На крыльях тектонические чешуи содержат пелагический, а вверх по падению — эффузивный и вновь зеленосланцевый нижний — средний палеозой.

3. Наконец, «овонды» типа Куровесского в Ферганском хребте или Актур-Мурдашинского в Алае вызывают у рецензента совершенно другие фигурные ассоциации, на-верно, не менее субъективные. Объективно же здесь наблюдаются неоднократные горизонтальные изгибы круто стоящих тектонических чешуй, в которых по субпластовым разрывам смещены опять-таки те же типы разрезов среднего, частично нижнего и верхнего палеозоя, а метаморфические сланцы оказываются на периферии и в изгибах почти не участвуют. Такие формы ранее получили название «горизонтальных складок» [2, 6] и были истолкованы как результат поздних пластических деформаций, связанных динамически со сдвигами: связь эту нетрудно проследить даже на чертежах в рецензируемой книге.

Единственным общим признаком всех названных форм является закругленность геологических контуров при относительно крутых падениях. Подчеркнем, что ни в одном случае не возникло замкнутых колец, — недаром Д. П. Резвой должен постоянно употреблять определения типа «воротниковые», «оттянутые» и т. д. Это обстоятельство сразу же ставит под сомнение главный вывод — связь «овоидов» с центрально приложенной, действующей изнутри силой, которая по механизму работы аналогична магматическому очагу или соляному диапиру. И действительно, прямые поиски приложенного по вертикали механизма не дают ничего утешительного. Если в одном-двух случаях удастся найти в ядре антиформного овоида гранитный массив (убедителен здесь, пожалуй, лишь пример восточной части Кичикалайского батолита), то в других — овоиды оказываются пустыми, зато не упомянутые авторами массивы пермских гранитоидов (Турук, Чон-Блеули) ведут себя независимо. Если в одном случае (Кипчалма) в чешуях близ ядра подняты зеленые сланцы предполагаемого А. В. Жданом докембрийского фундамента, то в других «овоидах» зеленые сланцы приходится связывать с палеозойским метаморфизмом, в третьих метаморфизма совсем нет или же он проявляется также на периферии овала (Восточный Алай). То же самое касается и эффузивных проявлений. Авторы с удовольствием видят девонские (киргизатинские) базальты внутри некоторых, опять же не всех, овоидов, но почему-то забывают об их широком развитии в совершенно линейных зонах. Замечу здесь, что чистым недоразумением является истолкование структуры кембрийских риолит-базальтовых вулканитов близ пос. Чонкой как палеовулкана, который к тому же ограничен якобы кольцом из глубоких разломов с проявлениями ультрабазитов. На самом деле это изогнутая в плане и довольно крутопадающая пластина. Мало убедительна корреляция между «овоидами» и неотектоническими поднятиями: в монографии рассмотрены лишь случаи, более или менее указывающие на такую связь, но обратных можно найти не меньше. Наконец, столь же некорректно соотношение с овоидными структурами известных в Восточной Фергане рудных проявлений. На рис. 30 в монографии [5] они занимают почти всю площадь выходов палеозоя, и руде просто некуда больше деваться. Между тем ряд известных месторождений в более западных районах Туркестано-Алая, не показанных на этом рисунке, размещен во вполне линейных структурах.

Стратиграфический материал, кратко изложенный в работе, почти не проанализирован с точки зрения истории седиментации, а такой анализ неизбежно взрывает предложенную модель. Очень невнятно говорится о природе кремнисто-сланцевых серий среднего палеозоя; в фациальном профиле на рис. 10 в [5] они пропущены. Ясное указание на их пелагическое происхождение сделало бы невероятным допущение об одновременном и без следов взаимного влияния образования вулканических, известняковых и силицитовых серий на площади в несколько квадратных километров, как это видно на картах описанных структур, например Куровесской или Актурской. Это же относится и к гипотетичным «бездевонским» зонам (суша?), таким, как «Гульчинская геоантиклиналь» [5, рис. 29], следы которых в стратиграфических разрезах очень проблематичны.

Не вдаваясь в рассмотрение геодинамического построения Д. П. Резвого [5, гл. V], сделанного путем оригинальной аналогии, отмечу лишь, что Таласо-Ферганский разлом невозможно считать причиной образования долгорастущих полукольцевых форм с их внутренней структурой, так как разлом сечет все палеозойские объекты. Их смещение вполне удовлетворительно описывается как правосдвиговое. В северо-восточном крыле сдвига, естественно, повторяются все те же формы ранее образованной палеозойской структуры, включая горизонтальные, синформные и антиформные складки («овоиды») гор Тигерек, Джананджерского хребта, Бозоя и др. Уже опубликована модель, в которой все перечисленные типы структур рассматриваются как результат деформации, наложенных в несколько этапов на пакет герцинских покровов и чешуй между передовым и тыловым прогибами южнотянь-шаньских герцинид [1, 4]. Она отвергается авторами рассмотренной здесь монографии. Между тем вертикалистская схема, как мы видим, не обладает ясно выраженными эвристическими возможностями, не позволяет увидеть каких-либо новых надежно обоснованных закономерностей в строении региона, но определенно уводит внимание от уже известных ранее.

Список литературы

1. Бискэ Ю. С., Поршняков Г. С., Талашманов Ю. А. Герциниды Ферганского хребта и смежных районов Южного Тянь-Шаня. Л.: Изд-во ЛГУ, 1982. 128 с.
2. Буртман В. С. Структурная эволюция палеозойских складчатых систем. М.: Наука, 1976. 164 с.
3. Мушкетов Д. И. Геологическая карта Средней Азии (Восточная Фергана)//Труды Геолкома. Нов. сер. Л., 1928. Вып. 169. 251 с.
4. Поршняков Г. С. Этапы формирования тектонических структур различных сегментов герцинид Южного Тянь-Шаня//Тектоника Тянь-Шаня и Памира. М.: Наука, 1983. С. 66—73.
5. Резвой Д. П., Алексеенко А. В., Ждан А. В. и др. Концентрические структуры Южного Тянь-Шаня. М.: Наука, 1988. 134 с.
6. Талашманов Ю. А. Горизонтальные складки Окжетпеса (Ферганский хребет)//Вестн. ЛГУ. 1980. № 6. С. 113—117.

ХРОНИКА

УДК 551.24 : 061.3

ПЕРВОЕ ВСЕСОЮЗНОЕ ТЕКТОНОФАЦИАЛЬНОЕ СОВЕЩАНИЕ

С 21 по 23 марта 1989 г. в Алма-Ате состоялось I Всесоюзное совещание «Тектонофациальный анализ и его роль в геологии, геофизике и металлогении» под эгидой Междуведственного тектонического комитета и Министерства геологии СССР. Инициатива исходила от акад. Ю. М. Пушаровского, а организатором совещания и местом его проведения был Институт геологических наук им. К. И. Сатпаева АН КазССР. Перед началом работы были опубликованы тезисы докладов совещания. Оно собрало 450 участников более чем из 50 научных, производственных геологических центров и вузов с охватом всех регионов СССР — от Львова на западе до Магадана и Владивостока на востоке, от Апатитов и Якутска на севере до Тбилиси и Самарканда на юге, включая крупнейшие города страны: Москву, Ленинград, Киев, Свердловск, Томск, Ташкент и другие. Всего заслушано и обсуждено 86 докладов, в том числе 41 пленарный и 45 стендовых, в которых были показаны возможности тектонофациального анализа как современной модификации морфологической тектоники в ходе выяснения различных теоретических аспектов геологической съемки и стратиграфии, тектоники и геодинамики, геофизики и сейсмологии, петрологии и космогеологии, металлогении и рудообразования, гидрогеологии и инженерной геологии. С программным докладом выступил Е. И. Паталаха, изложивший методологические основы тектонофациального анализа. Докладчик подробно остановился на четырех проблемах: о вертикальной структурной зональности земной коры складчатых областей как функции *PT*-условий; о шовной (приразломной) складчатости во всех *PT*-зонах как важнейшей форме дислокационного процесса в земной коре; о тектонофациях; о листрических разломах. Он показал, что тектонофациальный анализ является не только важнейшим методом структурного картирования, но и обеспечивает более полное понимание геофизических, металлогенических, геоморфологических, инженерно-геологических и других материалов.

Значительная часть докладов была посвящена тектонофациальному анализу складчатых поясов и областей. Глобальные закономерности развития тектонофаций в сложной истории становления складчатых сооружений, специфика структурных парагенезисов, особенности структурной зональности и их зависимость от *PT*-условий были продемонстрированы Д. П. Резвым с соавторами по Южному Тянь-Шаню, А. Ю. Беккером, А. А. Конюховым, Б. М. Слотюком по Северному Тянь-Шаню, Е. А. Сергеевым и А. В. Севостьяновым по Средиземноморскому поясу, Т. В. Гиоргобиани по Большому Кавказу, Б. А. Натальиным, А. А. Врублевским и А. И. Лукиенко по складчатым системам Дальнего Востока, В. А. Белым по Монголо-Охотской складчатой области и Е. А. Сергеевым по Африке.

Особо подчеркивалась роль тектонофациального анализа как важнейшего элемента геологической съемки. Н. В. Межеловский и И. И. Никитченко отметили, что существующие геологические карты часто являются бесструктурными. Чтобы поднять их на новый качественный уровень, целесообразно использовать тектонофациальный анализ в комплексе с другими методами геологической съемки с целью создания основ для геодинамических реконструкций и металлогенического анализа. Необходимость применения анализа тектонофаций при геологической съемке в связи с программой «Госгеокарта-50» обосновывалась в докладах А. В. Смирнова, А. В. Авдеева с соавторами и другими геологами. Достоинства тектонофациальных карт, позволяющих наглядно отображать структурно-геологическую зональность складчатых областей, элементы первичной структурно-вещественной и вторичной (деформационной) тектоники, генетические типы складчатости, специфические особенности структурных парагенезисов и степень интенсивности деформированности пород рассматривались в докладах Ю. С. Савчука, П. А. Мухина, О. А. Воронова «Тектонофациальная карта Кызылкумов», В. В. Коробкина «Тектонофациальная карта Казахстана масштаба 1 : 500 000», А. Ю. Соловьёва «Тектонофациальная карта Сугутского блока (Южный Тянь-Шань)», Г. М. Курбанаева «Тектонофациальная и геологическая карты масштаба 1 : 200 000 (сравнение)», В. В. Коробкина, А. В. Смирнова «Повторная складчатость и гибридность вторичных структур на тектонофациальной карте Казахстана».

Тектонофациальному анализу катазоны были посвящены доклады В. С. Заики-Новачко по Украинскому щиту, И. В. Никитина по району Колмозеро — Воронья (Кольский полуостров), В. С. Милеева по Южному Улытау (Центральный Казахстан). Отмечалось, что изучение катазонных образований традиционными методами структурной геологии, не учитывающими всего многообразия элементов структурных парагенезисов разновозрастных этапов деформаций, зачастую не позволяло выявить сложное строение раннепротерозойских высокометаморфизованных комплексов, что приводило нередко к ошибочным представлениям о складчатой структуре швов. Глубиной и де-

тальностью тонких структурных исследований при оценке степени деформированности катазональных образований Балтийского щита отличался доклад Л. Ф. Добржинской.

Широко обсуждались вопросы происхождения шовной складчатости на основе физико-математической модели сдвигового течения в зоне приазотного смятия (И. А. Гарагаш), математического моделирования на ЭВМ складчатых структур при разнонаправленном сдвиговом течении (Л. М. Плотников), признаки направления дифференциальных движений при деформации сдвига (А. И. Родыгин). Рассматривались также специфические особенности методов структурного анализа, предшествующих и сопутствующих изучению тектонофаций (Ю. В. Миллер, В. С. Милеев). Соотношения тектонофаций и метаморфизма, тектонофацциальные особенности метаморфических комплексов как критерии их геодинамической систематики демонстрировались Г. А. Кейльманом и В. В. Бутиным.

Достоинства тектонофацциального дешифрирования материалов аэро- и космических съемок при выявлении генетических типов складчатости, степени деформированности горных пород, зон интенсивной динеаризации подчеркивались А. П. Лопатиным с А. Ф. Деменюком, И. А. Курбанаевой, В. В. Коробкиным. Такое дешифрирование позволяет не только увеличить объем и качество получаемой структурной информации, но и устанавливать рудоконтролирующие зоны.

Большие возможности тектонофацциального анализа при геологической интерпретации геофизических данных для расшифровки строения консолидированной коры континентов, позволяющие получать принципиально новые результаты, демонстрировались в сообщениях В. И. Шарова по некоторым районам европейской части СССР, Т. А. Акишева, Р. Р. Смагулова, К. А. Абдрахманова, Ю. Г. Шмакова по Восточному Казахстану и В. Б. Соколова по Уралу. Р. И. Ким посвятил выступление экспресс-диагностике тектонофаций геофизическими методами на основе выявленной функциональной зависимости между тектонофацциальной зрелостью образований, интенсивности их деформированности и коэффициента анизотропии электросопротивления.

Особый интерес и дискуссию вызвали доклады, касающиеся применения тектонофацциального анализа при решении актуальных задач металлогении. Приуроченность рудных объектов во многих случаях к зонам повышенной дислоцированности и углам их пересечений как критерий поисков промышленного оруденения была показана А. П. Лопатиным, В. М. Ильным и Л. И. Крыловой по Саянам, П. С. Козловым, М. М. Лапшиным и И. Х. Брэддером по Енисейскому кряжу, А. В. Кокиным по Верхоянью, В. И. Фомичевым и Н. Т. Кудкашевым по Прибалхашью, В. К. Миллером и А. Ф. Ковалевским по Каратау, С. М. Кропачевым с соавторами по Западному Узбекистану, В. П. Муркиным по Южному Уралу, А. Н. Сердюковым по Южному Тянь-Шаню. В сообщении В. И. Фомичева и А. Т. Тельгуева обобщены возможности тектонофацциального анализа при прогнозировании новых рудных узлов и рудных полей, при оценке масштабовности и интенсивности оруденения и выяснении генетических вопросов рудообразования. Как и А. В. Кокин, они констатировали приуроченность гидротермального оруденения ряда генетических типов месторождений к зоне перехода мезозоны в эпизону.

В решении генетических аспектов рудообразования существенный вклад внесли работы, основанные на комплексном использовании тектонофацциального анализа с другими специализированными методиками исследования: морфогенетической (А. А. Абдулин и др.), термобарогеохимической (А. В. Кокин), структурно-петрофизической (В. И. Старостин и А. Л. Дергачев), экспериментальной (В. И. Фомичев), палеофацциальной (А. М. Мауленов). Тесное сочетание тектонофацциального анализа с морфогенетическим методом позволило разработать А. А. Абдулину, В. Н. Матвиенко, Т. М. Жаутикову и В. Л. Левину новую генетическую модель формирования золоторудных месторождений. В их интересном докладе показана роль тектонометаморфического преобразования рудовмещающих толщ при формировании единой золоторудной колонны и убедительно доказано, как под воздействием процессов диагенез (эпизона) — динамометаморфизм (мезозона) происходит преобразование метастабильных миграционных седиментогенных форм (ионной, коллоидной) золота в стабильную — самородную. Были приведены данные о единстве формирования оруденения на различных формационных типах золоторудных месторождений, обосновывалась гипотеза о степени организации золоторудного процесса как функции системы взаимосвязанных геологических и рудогенерирующих факторов, главными из которых являются тектоника и метаморфизм. Совместное применение анализа тектонофаций с геохимическими исследованиями рудовмещающих толщ, с изучением остаточных минерализованных вод и растворов газожидких включений, с анализом, изотопного состава аргона и свинца дало возможность А. В. Кокину показать большую миграционную возможность золота в условиях мезозоны, выявить участки его экстракции из вмещающих пород, проследить пути миграции и отложения. В докладе А. М. Мауленова, напротив, обосновывалось положение о золоте как геохимически инертном (нейтральном) тяжелом металле, концентрирующемся в основном механическим путем в составе терригенных отложений и претерпевшем при диагенезе и дислокационном преобразовании лишь местное перераспределение.

Выступавшие в дискуссии дали высокую оценку работе совещания и отметили большую значимость тектонофацциального анализа в развитии геологической науки. В. С. Заика-Новацкий, в частности, подчеркнул, что тектонофацциальный анализ — это эволюционное генетическое учение, давшее начало новому эволюционно-генетическому этапу (подобно дарвинскому в биологии) в развитии морфологической тектоники. Л. Ф. Добржинская заметила, что тектонофацциальный анализ — это глубокая теория, сфокусировавшая важнейшие проблемы стратиграфии, тектоники, геофизики, реологии, металлогении. Ю. В. Миллер видит заслугу тектонофацциального анализа в том, что он выявил закономерность в хаосе природных деформационных структур. Т. Н. Щерба,

подчеркнув бесспорные достижения тектонофациального анализа, предостерег от переоценки его значимости в металлогении и возможности профанации. А. В. Авдеев и В. С. Милеев отметили внедрение метода в работы многих советских геологов. В. А. Лыткин призвал охватить тектонофациальными исследованиями горнорудные районы страны, такие, как, например, Жайлыминская муфта в Казахстане. С заключительным словом выступил Е. И. Паталаха, который подытожил результаты проделанной всеми участниками работы, подчеркнув важнейшие направления дальнейшего совершенствования тектонофациального анализа.

Совещание прошло целеустремленно, результативно и убедительно показало необходимость внедрения тектонофациального анализа в комплекс методов полевых геологических исследований. В принятом решении отмечено, в частности, что тектонофациальный анализ надо считать принципиально новым перспективным методом составления высокоинформативных структурных карт, рекомендовать его для использования в процессе осуществления всех видов геолого-съёмочных работ и при решении практических задач металлогении. Второе тектонофациальное совещание намечено провести в 1992 г.

Милеев В. С., Соловьев А. Ю.

УДК 55(091)

ЕВГЕНИЙ ВЛАДИМИРОВИЧ ПАВЛОВСКИЙ

10 августа 1989 г. после продолжительной болезни на 89-м году жизни скончался выдающийся ученый, доктор геолого-минералогических наук, профессор, заслуженный деятель науки РСФСР Евгений Владимирович Павловский. Он был учеником В. А. Обручева и А. Д. Архангельского и принадлежал к категории ученых, развивавших классическое (геосинклиналиное) направление в геотектонике. Начиная с 1929 г., до конца своих дней, на протяжении 60 лет Евгений Владимирович активно и весьма плодотворно трудился как над теоретическими, так и практическими проблемами геологии и геотектоники в системе Академии наук СССР — в Ленинграде, Иркутске, Москве. В годы Великой Отечественной войны (1941—1945 г.г.) он работал в производственных геологических организациях Восточной Сибири, изучая месторождения флогопита, россыпного золота, фосфора, марганца, и дал интересный анализ закономерностей пространственного размещения этих полезных ископаемых.

Евгений Владимирович был прекрасным полевым геологом, хорошим наблюдателем. Он активно изучал региональную геологию Восточной Сибири, на материале которой сделал ряд интересных обобщений и выводов. Именно им создана новая концепция тектоники Байкальской горной страны, для которой впервые отмечено решающее значение раннекаледонской складчатости. Также впервые он выделил систему впадин байкальского типа, созданных особым процессом аркогенеза, и провел сравнительно-тектонический анализ их с восточно-африканскими впадинами. Тектоника Байкала была темой докторской диссертации Евгения Владимировича, которую он блестяще защитил в начале 1941 г.

Е. В. Павловский является одним из основоположников эволюционного направления в теоретической геотектонике. Им были подробно изучены древнейшие структуры Земли, в частности Алданского щита и ряда других районов. Евгением Владимировичем написана серия работ, касающаяся общих закономерностей развития земной коры. В них выделена новая категория тектонических структур, характерных для лунной и нуклеарной стадий; выявлена активная роль гранитных куполов протогей (кратонизация коры); как самостоятельный тип тектонических структур описаны зоны перикратонных опусканий древних платформ; введены понятия протоплатформ, протогоеосинклиналей и проточехлов. Все это нашло отражение в многочисленных публикациях в периодических изданиях как в Советском Союзе, так и за рубежом (1953—1975 гг.). Работая до последних дней своей жизни, Е. В. Павловский предлагал новые пути исследований и идеи. Следует упомянуть последние статьи о термотектогенезе и парагенезе гранитов рапакиви.

Интересные исследования Е. В. Павловский проводил, участвуя в международных геологических экскурсиях. Так, в системе западно-европейских герцинид им впервые были выделены особые структуры, подобные древним щитам (парасписы), а также Франко-Испанская древняя платформа, переработанная палеозойским тектогенезом.

Еще в 1948 г. Е. А. Павловский указал на особенность мезозойского и кайнозойского тектогенеза на Земле, отличающегося повышенной мобильностью и широким развитием процессов аркогенеза, сопровождавшихся обильным проявлением вулканизма, в особенности базальтоидного.

Евгений Владимирович был человеком большой культуры, высокой интеллигентности и необыкновенной трудоспособности, хорошо владел европейскими языками, особенно французским. Его научные работы отличались глубиной исследования, блестящим владением фактическим материалом и всесторонним его анализом. Они всегда характеризовались новаторским подходом к обобщению этого материала и содержали интересные выводы. Поэтому многие из них не потеряли своего значения до настоящего времени и вошли в золотой фонд геологической науки.

Евгений Владимирович был не только большим ученым, но и особенным нестигаемым человеком глубокой принципиальности, а также интересным собеседником, любившим помимо геологии литературу, искусство, философию. Общаясь с молодежью, он охотно делился своими обширными знаниями и опытом и всегда давал мудрые и полезные советы.

В системе АН СССР Е. В. Павловский прошел путь от аспиранта до Председателя Восточно-Сибирского филиала АН СССР; был членом Геологического общества Франции (1959 г.), членом-корреспондентом Геологического общества Бельгии (1974 г.), членом Международной ассоциации по изучению геологии глубинных зон земной коры (AZOPRO) с 1957 г. и членом руководящего комитета этой организации в качестве единственного представителя СССР (с 1964 г.); редактором ряда научных изданий АН СССР и Министерства геологии СССР. Общее количество его печатных работ (монографий и статей) превышает 150. За свою плодотворную деятельность он был награжден орденом «Знак почета» и многими медалями.

Товарищи по работе и друзья навсегда сохранят светлую память о Евгении Владимировиче Павловском — глубокоуважаемом ими крупнейшем геологе и прекрасном человеке.

*Пуцаровский Ю. М., Нагибина М. С., Маркова Н. Г.,
Заборовская Н. Б., Николаев В. Г., Глуховский М. З.*

К СВЕДЕНИЮ АВТОРОВ

Редакция журнала просит соблюдать следующие правила представления статей в журнал «Геотектоника».

1. Работа должна быть представлена на русском языке в окончательном виде. В конце статьи приводится полное название учреждения, где работа была выполнена, его почтовый адрес, а также адрес и номер телефона автора.

2. Объем статей не должен превышать 20 страниц и кратких сообщений — 8 страниц, включая машинописный текст, список литературы и иллюстрации.

3. К статье необходимо приложить аннотацию (не более 100 слов), в которой должны быть изложены главные выводы.

4. Текст рукописи, рисунки и фотографии представляются в двух экземплярах.

5. Требования к тексту рукописи.

а). Рукопись необходимо печатать на машинке с нормальным шрифтом через 2 интервала, оставляя слева чистые поля шириной 4 см. Обязательно предоставление первого экземпляра машинописи.

б). Список цитируемой литературы составляется по алфавиту: сначала — русскому, затем латинскому. В списке литературы приводятся фамилии и инициалы авторов, название статьи и журнала, год издания, том, выпуск, номера страниц; для книг — название работы, издательство, место и год издания, количество страниц.

в). Ссылки на литературу в тексте даются в квадратных скобках, где указывается номер работы в списке литературы.

г). Формулы вписываются черными чернилами или тушью. Необходимо тщательно писать индекс и показатели степени, делать четкое различие между заглавными и строчными буквами, подчеркивая прописные буквы двумя черточками снизу, а строчные — сверху; делать четкое различие между О (большим), о (малым) и 0 (нулем). Курсивные буквы подчеркиваются волнистой линией, греческие — красным карандашом.

д). Иностранные фамилии в тексте приводятся в русской транскрипции. В русской транскрипции даются и названия зарубежных географических пунктов.

6. Требования к рисункам.

а). Первый экземпляр рисунков необходимо представить вычерченным черной тушью на чертежной бумаге, пригодным к непосредственному типографскому воспроизведению. Рисунки нельзя перегибать, при пересылке по почте необходимо позаботиться об упаковке, предохраняющей рисунки от деформации. Редакция имеет возможность изготовить издательские оригиналы рисунков за счет организации, представляющей статью. В случае необходимости такой работы следует приложить гарантийное письмо об оплате изготовления издательских оригиналов рисунков.

б). Второй экземпляр рисунков представляется в виде фотокопий.

в). Фотографии, иллюстрирующие текст, должны быть отпечатаны на глянцевой бумаге.

г). На рисунках (картах, профилях, зарисовках) должны быть указаны линейный масштаб и ориентировка. Сейсмические профили должны иметь масштаб в км. На обзорной схеме или карте необходимо отметить положение других рисунков.

д). Необходимо позаботиться о том, чтобы статья была понятна не только специалистам по описываемому району: на рисунках обозначить упоминаемые в тексте тектонические структуры, пункты, свиты. Не следует нагружать рисунки ненужными названиями.

е). Максимальный размер рисунков в журнале 12×23 см. Можно предоставить более крупные рисунки (до 50 см по диагонали), которые будут уменьшены при воспроизведении; размер шрифта и нагрузка на рисунках должны допускать уменьшение до указанного выше размера.

ж). На обороте каждой иллюстрации подписывается номер рисунка, фамилия автора, название статьи, в случае необходимости указывается верх и низ. Все обозначения на рисунках необходимо разъяснить в подписях.

з). Список подрисунковых подписей прилагается на отдельном листе. Места размещения рисунков, таблиц должны быть указаны на полях рукописи. В тексте обязательны ссылки на все рисунки.

7. Редакция высылает авторам отредактированный текст для проверки. Дальнейшее прохождение рукописи контролируется редакцией, которая оставляет за собой право при необходимости проводить незначительное сокращение текста.

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

Г 654
ДО ВОСТРЕВ
РЯЗАНЦЕВОЙ И В
70228

1 р. 40 к.
Индекс 70228