

ISSN 0016-853X

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ТЕОТЕКТОНИКА

5

ИЗДАТЕЛЬСТВО НАУКА · 1984



СОДЕРЖАНИЕ

Куренков С. А., Перфильев А. С. Дайковые комплексы и их тектоническая интерпретация	3
Белуосов В. В., Дмитриева Б. И. О преимущественных простираниях складчатых структур фанерозоя и докембрия	15
Сиворонов А. А., Бобров А. Б., Малюк Б. И. Морфологические типы раннекембрийских зеленокаменных структур Среднего Приднепровья (Украинский шнт)	22
Борисов А. В. Тектоника и нефтегазоносность Ижма-Печорского мегаблока Тимано-Печорской плиты	38
Совчик Я. В. О тектоническом районировании и формировании структуры Украинских Карпат	47
Омельченко В. Л., Белов А. А., Греков И. И. Ранне-среднепалеозойский вулканизм Передового хребта и палеотектоническая зональность Большого Кавказа	61
Гатинский Ю. Г., Зорина Ю. Г., Чистяков А. А. Особенности разломной тектоники Индокитайского региона	73
Гречухин В. В., Лишин В. П., Воевода Б. И. Физические свойства ископаемых углей и вмещающих пород как показатели тектонической истории	83
Штенгелов Е. С. Связь проявлений современной геотектонической активности с формой поверхности геоида	95

Краткие сообщения

Тагиев Р. Э. Новые данные о строении Куринской впадины и юго-восточного погружения Большого Кавказа	101
---	-----

Критика и дискуссии

Резанов И. А. К дискуссии об условиях преобразования континентальной коры в океаническую	105
--	-----

Рецензии

Флоренсов Н. А. Новый вариант карты новейшей тектоники южной части Восточной Сибири	110
---	-----

CONTENTS

Kurenkov S. A., Perfiliev A. S. Dyke complexes and their tectonic interpretation	3
Belousov V. V., Dmitrieva B. I. On predominating strikes of Phanerozoic and Precambrian folded structures	15
Sivoronov A. A., Bobrov A. B., Malyuk B. I. Morphological types of the early Precambrian greenstone structures of the Middle Dnieper area (Ukrainian shield)	22
Borisov A. V. Tectonics and oil- and gas reserves of the Izhma-Pechora megablock of the Timan-Pechora plate	38
Sovchik Ya. V. On tectonic zonation and formation of the Ukrainian Carpathian structure	47
Omelchenko V. L., Belov A. A., Grekov I. I. Early-Middle Paleozoic volcanism of the Forerange and paleotectonic zonation of the Greater Caucasus	61
Gatinsky Yu. G., Zorina Yu. G., Chistyakov A. A. Specific features of tectonics of the Indo-China region	73
Grechukhin V. V., Lishin V. P., Voevoda B. I. Physical properties of fossil coals and enclosed rocks as indicators of the tectonic history	83
Shtengelov E. S. Connection between manifestations of the recent tectonic activity and the form of the geoid surface	95
Chronicles	
Tagiev R. E. New data on structure of the Kura depression and the south-eastern settling of the Greater Caucasus	101
Criticism and discussion	
Rezanov I. A. On discussion of the condition of transformation of the continental crust into the oceanic one	105
Reviews	
Florensov N. A. A new variant of the map of the newest tectonics of the southern part of East Siberia	110

УДК 551.22+551.24

КУРЕНКОВ С. А., ПЕРФИЛЬЕВ А. С.

ДАЙКОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ И ИХ ТЕКТОНИЧЕСКАЯ
ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

Описываются различные диабазовые комплексы типа «дайка в дайке». На основании детального геологического изучения выделяются линейные и мозаичные (нелинейные) типы дайковых комплексов. Такое разделение подкрепляется петрохимическими данными. Подчеркивается, что чем детальнее проводятся исследования, тем большее число особенностей процесса спрединга устанавливается: разновозрастность дайковых пакетов, перекачивание (джампинг) оси зоны магмовыведения и т. д. Сравнение структурных рисунков палеозойских дайковых комплексов и рисунков магнитных полей дна современных океанических пространств позволяет предполагать, что в океанических областях с линейными аномалиями развиты линейные типы комплексов «дайка в дайке», а в мозаичных (краевоморских) полях развиты нелинейные разновидности дайковых комплексов.

Дайковые комплексы офиолитовых разрезов, образования специфического магматического облика, постепенно начинают изучаться с возрастающей степенью детальности. Это связано с существованием целого ряда характеристик дайковых комплексов, которые сосредоточивают в себе заметное количество информации благодаря тому, что они являются переходным звеном между 2-м и 3-м слоями океанической коры. Эта двойственность обуславливается тем, что дайковые комплексы офиолитов являются одновременно связующим и разделяющим звеном между соответствующими слоями как современной, так и палеоокеанической коры.

Именно через изучение дайковых комплексов можно понять историю развития зон спрединга в океанических структурах. В особенностях строения даек фиксируются не только эволюция вышележащих базальтов, но и изменения, происходящие в нижележащих горизонтах земной коры.

Несомненно, что дайковые комплексы — интереснейший элемент офиолитовых разрезов в палеоструктурах, а также и в современных океанических структурах. Однако детальность и доскональность изучения дайковых комплексов до недавнего времени была неудовлетворительной. Возможное объяснение тому можно найти в распространенности суждения, наиболее отчетливо сформулированного Т. Тайером [18]. Суть тезиса состоит в редкости дайковых серий в офиолитах складчатых областей. Для того чтобы убедиться в несостоятельности этого положения, интересно провести небольшой экскурс в историю изучения вопроса. О комплексах типа параллельных даек (Sheeted complex) заговорили с конца 60-х — начала 70-х годов в связи с бурным изучением офиолитов во всем мире. Прежде всего на островах Кипр [21—23, 27, 30], Ньюфаундленд [8, 24, 33, 37], Маккуори [34, 35], в Турции [36], Омане [28], Норвегии [32], Калифорнии [25], Монголии [2].

На территории СССР дайковые комплексы одним из первых были описаны В. Г. Кориневским [4, 5] в Мугоджарах. Рассматриваемые образования изучены на Камчатке [9], на о. Шикотан [10], на Урале [11, 14, 16, 19], Южном Гиссаре [13].

Большая часть данных по строению, структурному положению и составу комплексов диабазовых даек обобщена в работе А. С. Перфильева и Н. Н. Хераскова [12].

Из анализа перечисленных исследований следует, что чем детальнее изучены офиолиты, тем более существенную роль играют в них дайковые комплексы.

Накопленные знания позволяют сказать, что в наиболее типичном виде комплекс параллельных даек — это серия магматических тел основного состава, внедрившихся друг в друга («дайка в дайке»), причем чаще всего в пределах конкретного обнажения для даек характерны закалки только с одной стороны, как результат непрерывного, но пульсирующего раскрытия одной и той же трещины или их системы. Редко встречаются остатки междайковых пространств, получившие в зарубежной, а теперь и отечественной геологии специальный термин — скрин (screen) или септа (septa).

Проанализированный нами материал показал, что дайковые комплексы, развитые в складчатых областях континентов, можно разделить на две группы по характеру структурного рисунка, ими созданного, петрохимическим особенностям и закономерностям внутреннего строения.

ОКРАИНОМОРСКИЕ (НЕЛИНЕЙНЫЕ) ДАЙКОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ

Хабарнинский массив Южного Урала располагается в среднем течении р. Урал и входит в состав Сакмарского краевого аллохтона [15, 17].

Разрез Хабарнинского офиолитового комплекса в современной структуре Сакмарской зоны находится в перевернутом залегании (подробнее см. [12]). Разрез офиолитов здесь типичен и в восстановленной последовательности выглядит следующим образом (см. рис. 1, II): дунит-

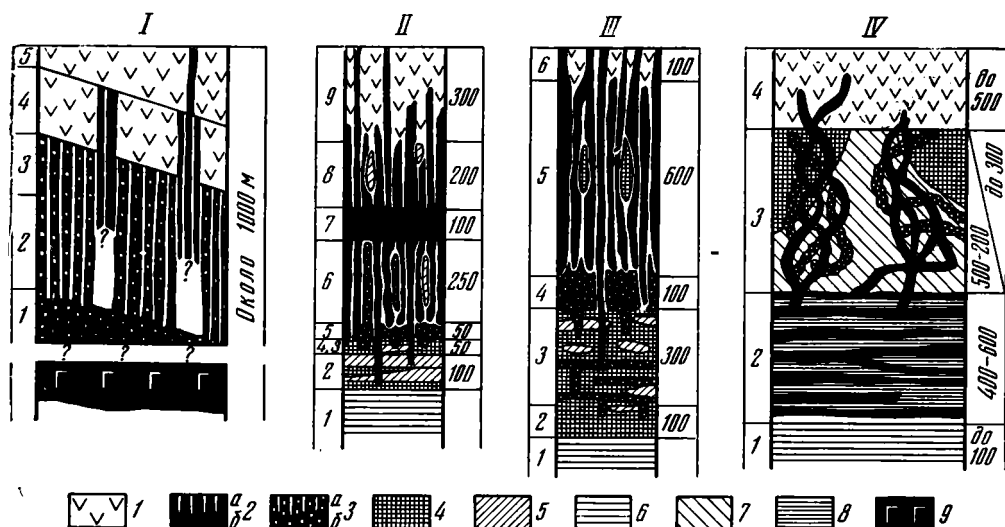


Рис. 1. Схематические разрезы Шулдакской (I), Хабарнинской (II), Куртушубинской (III) и Баян-Хонгорской (IV) офиолитовых ассоциаций

1 — основные эффузивы; 2 — дайковый комплекс второй генерации (а — дайки, б — силлы); 3 — то же первой генерации; 4 — пироксениты; 5 — верлиты; 6 — дунит-гарцбургитовый комплекс; 7 — магматическое габбро; 8 — разгнейсованное габбро; 9 — габбро-норит

гарцбургитовый комплекс, полосчатый комплекс, состоящий из незакономерного чередования аподунитовых и аповерлитовых серпентинитов, линзовидных тел клинопироксенитов и амфиболитизированных габбро.

Полосчатый комплекс прорван многочисленными дайками габбро-диабазов. Вверх по разрезу количество даек быстро увеличивается и они переходят в серию «дайка в дайке».

Еще выше по разрезу наблюдается исчезновение закальных зон — комплекс приобретает облик пологозалегающего тела габбро-диабазов. Его по многочисленным признакам правомочно сопоставлять со вторичной магматической камерой. Массивные габбро-диабазы прорваны дайками второй генерации, быстро возрастающие количества которых приводят к образованию комплекса параллельных даек, сменяющегося сле-

дующим магматическим очагом — субгоризонтальным диабазовым телом, выше которого снова наблюдаются параллельные дайки, постепенно «исчезающие» в подушечных базальтах силура.

При картировании Хабаровинского массива устанавливается наличие блоков, в каждом из которых развита хорошо выраженная серия «дайка в дайке». Весьма существенно, что в каждом конкретном блоке дайки параллельны друг другу, но серии блоков разноориентированы. Таким образом, каждый блок состоит из серии даек с односторонней закалкой (строго говоря, из полудаек). Разноориентированность блоков создавалась в процессе формирования дайкового «слоя» массива Хабаровый, что подтверждается наличием горячих контактов (активных) у даек одного блока с дайками другого блока. Анализ соотношения комплекса даек, диабазов магматических камер и подстилающих их более древних членов офиолитового разреза (габброидов и гипербазитов) позволил предположить, что раздвигание (спрединг) захватывало только самые верхние горизонты коры, почти не проникая ниже пластообразных вторичных магматических камер [12]. Имеющиеся данные по химизму базальтовых пород Хабаровинского массива показывают, что их андезито-базальтовая специализация скорее имеет петрохимическое родство с породами островных дуг, а не срединно-океанических хребтов [12].

Баян-Хонгорский офиолитовый пояс Монголии. Он располагается в каледонской части Юго-Западной Монголии и приурочен к юго-западному же ограничению Хангайского нижнепалеозойского прогиба. Развитые в пределах пояса офиолиты слагают сложносмятый пакет тектонических пластин, в общей сложности содержащий весь разрез ассоциации (рис. 1, IV): гипербазиты, габбро, диабазы, эффузивы и вулканогенно-осадочные породы (подробнее см. [12]).

Особое место в разрезе Баян-Хонгорских офиолитов занимает габбро, образующее неправильной формы тело с куполовидными структурами. Именно к таким куполовидным поднятиям в габбро приурочены дайковые комплексы. Вероятнее всего, данное габбро гомологично пластообразным телам габбро-диабазов и диабазов (вторичные магматические камеры) массива Хабаровый. Наличие отчетливо выраженных закальных зон в габбро на контакте последнего с гипербазитами указывает, что рассматриваемые «горизонты» офиолитового разреза существенно оторваны друг от друга во времени.

Развитый здесь дайковый комплекс отличается своеобразием, выделяющим его из общего ряда аналогичных комплексов других офиолитовых разрезов. Диабазы не формируют комплекс параллельных даек. Они слагают пояса магматических брекчий, в которых наблюдается сложное переплетение незакономерно расположенных ветвящихся жил диабазов. В строении брекчий принимают участие как минимум два поколения диабазов (см. рис. 1, IV).

Нельзя не отметить, что по данным В. В. Коптевой в северо-западной части Баян-Хонгорской зоны устанавливаются типичные комплексы типа «дайка в дайке».

В основании габбрового слоя устанавливается длительно развивающаяся зона расслоения, течения и проскальзывания, зафиксированная гнейсовидными структурами, бластомилонитами и многочисленными силами. Таким образом, в данном случае, так же как в Хабаровинском массиве, обращает на себя внимание небольшая глубина нижней границы зоны спрединга.

Анализ структурно-формационных данных позволяет гомологизировать Баян-Хонгорский офиолитовый комплекс с океанической корой краевых морей типа Японского.

Рассматриваемые нами примеры окраинных дайковых комплексов далеко не исчерпывают имеющегося разнообразия. Следует упомянуть хрестоматийные примеры: массив Троодос на о. Кипр, Бей оф Айлендерс [31] и Литл-Порт на о. Ньюфаундленд.

С долей условности к краевоморскому типу можно относить диабазы Куртубушинского офиолитового пояса Западного Саяна. По мнению

Н. Н. Хераскова и О. В. Ляшенко, описавшими разрез офиолитов по р. Левый Коярд [12] в Западном Саяне, наблюдается нормальный разрез офиолитового комплекса без его верхних горизонтов (рис. 1, III). Не вдаваясь в подробности строения куртушубинских офиолитов, обратимся к их особенностям.

В составе комплекса присутствует мелкозернистое габбро, имеющее первично-субгоризонтальное залегание и чередующееся со «слоями» пироксенитов. Это же габбро имеет отчетливые закальные контакты с клинопироксенитами и меланократовым габбро расслоенной части комплекса. Силлоподобные тела мелкозернистого габбро скорее всего являются реликтами вторичных магматических камер, что подтверждается их связями с диабазами дайковой серии.

Для куртушубинских офиолитов характерно существование брекчий на разных «горизонтах». В пироксенитах встречаются обломки серпентинитов, выше наблюдаются обломки меланократового габбро в диабазах и мелкозернистом габбро.

Существенная особенность данного комплекса состоит в том, что формирование дайкового комплекса сопровождалось кислым метасоматозом, выраженном в появлении плагиогранитных жил.

По своему химическому составу мелкозернистое габбро и диабазы близки к андезито-базальтам [1], хотя не исключено, что подобное «раскисление» может быть связано со вторичными изменениями [12].

Во всех рассмотренных и упомянутых примерах наблюдается ряд закономерностей, которые необходимо еще раз выделить.

1. Преобладание нелинейных форм дайковых комплексов, хотя в отдельных частных структурах могут встречаться локально развитые линейные формы.

2. Дайки не проникают в дунит-гарцбургитовый комплекс.

3. Характерно неглубокое (близповерхностное) заложение зон спрединга.

4. Приуроченность данных дайковых комплексов к зонам вторичного растяжения типа краевых морей подтверждается анализом петрохимических и структурно-формационных данных.

ОКЕАНИЧЕСКИЕ (ЛИНЕЙНЫЕ) ДАЙКОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ

Шулдакский комплекс параллельных даек (хр. Мугоджары, Южный Урал). Структурно данный комплекс принадлежит к южной части Магнитогорской эвгеосинклиальной зоны, слагая самую верхнюю тектоническую пластину [19]. Как показали исследования В. Г. Кориневского [5, 6], здесь развит комплекс сближенных параллельных даек основного состава («дайка в дайке»), сменяющийся вверх толщей подушечных базальтов. Протяженность дайковых полей достигает сотен метров. Кроме этого, объект обладает следующими достоинствами: практически полное отсутствие существенных пликативных и дизъюнктивных дислокаций; кайнотипность базальтов и диабазов из даек, несмотря на их палеозойский возраст; исключительная обнаженность (к сожалению, только в обрывах р. Шулдак). Все это делает бассейн р. Шулдак редким по возможностям для изучения объектом.

В самом общем виде видимая часть разреза Шулдакских офиолитов выглядит следующим образом (снизу вверх... см. рис. 1, I).

1. Габбро-нориты. Недостаточная обнаженность не позволяет оценить их мощность. По той же причине не выяснено соотношение габбро-норитов с остальной частью разреза.

Предположительно выше залегают:

2. Комплекс параллельных даек основного состава общей мощностью не менее 600 м.

3. Базальты, большей частью подушечные, с прослоями гиалокластитов, с силлами долеритов и линзами кремней. Мощность до 800 м.

Офиолиты «запечатываются» груботерригенными породами карбона, по подошве которых следится Берчогурская мульда.

Наиболее представительной в бассейне р. Шулдак является Актогайская часть комплекса параллельных даек (рис. 2). Здесь обширнейшее дайковое поле прерывается полосой амфиболового габбро с характерной такситовой структурой (мощность выхода 300—350 м).

Принципиальнейшее значение имеет соотношение габброидов с диабазовыми дайками. Западный контакт «плавающий». В обнажениях отчетливо видно, как в зоне контакта мощностью 30—80 м сначала происходит постепенная актинолитизация, а затем амфиболитизация диабазов дайкового комплекса. Одновременно наблюдается образование свежего плагиоклаза (обычно альбита).

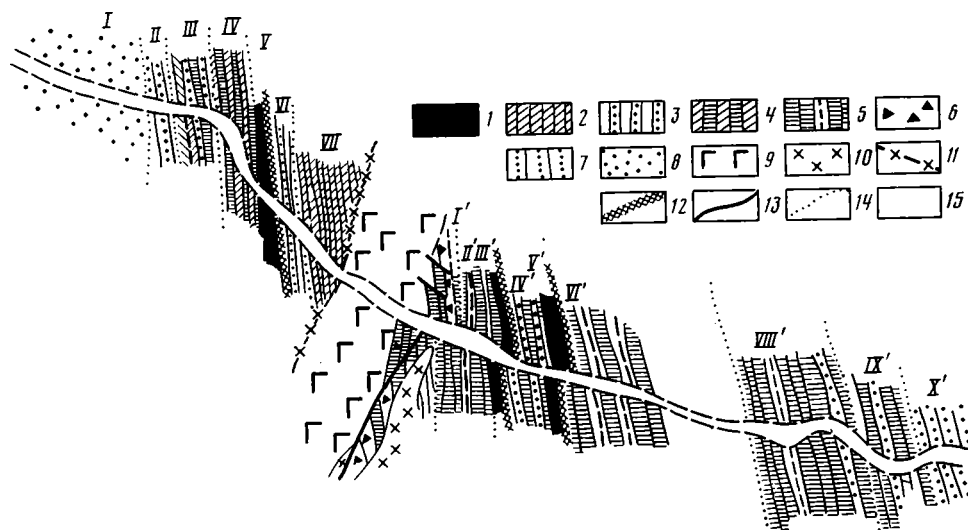


Рис. 2. Схема геологического строения Актогайского поля развития комплекса параллельных даек

1 — диабазы апикальных зон вторичных магматических камер; 2 — диабазы комплекса «дайка в дайке» одной генерации; 3 — диабазы серии «дайка в дайке» среди подушечных базальтов; 4 — диабазы дайкового комплекса двух генераций; 5—6 — диабазы типа «дайка в дайке» со скринами зеленокаменноизмененных диабазов (5), магматических брекчий (6); 7 — единичные диабазовые дайки в базальтах; 8 — базальты, преимущественно подушечные; 9 — амфиболовое габбро; 10 — кварцевые диориты; 11 — зона перехода актинолитизированного дайкового комплекса в амфиболовое габбро; 12 — предполагаемые эскарпы; 13 — разломы; 14 — границы «горизонтов» дайкового комплекса; 15 — четвертичные отложения

Процесс изменения диабазов протекает крайне неравномерно. Это находит свое отражение в том, что часто наряду со слабоактинолитизированными породами гнездообразно выделяется амфиболовое габбро с такситовой структурой и наоборот.

Сказанное однозначно свидетельствует о наложении такситового габбро на диабазы дайкового комплекса скорее всего метасоматическим путем. Следовательно, габбро моложе западной части дайкового комплекса Актогая. Восточный контакт выглядит иначе. Дайка, непосредственно примыкающая к габбро, имеет с последним хорошо выраженный эндоконтакт с сидеромелановым стеклом мощностью до 2 мм. Возникшее противоречие — габбро образовались после даек и за счет их метасоматического преобразования и одновременно это же габбро уже было сформировано к началу внедрения даек — кажется и легко объясняется. Дело в том, что в данном случае габбро служит прекрасным временным репером: дайки, расположенные западнее его, древнее восточных. Интервал времени, их разделяющий, равен времени образования данного метасоматита. Таким образом, анализ соотношений габброидов и даек позволяет сделать первый принципиальный вывод: дайковый комплекс создается длительно и его части разновозрастны. И второй —

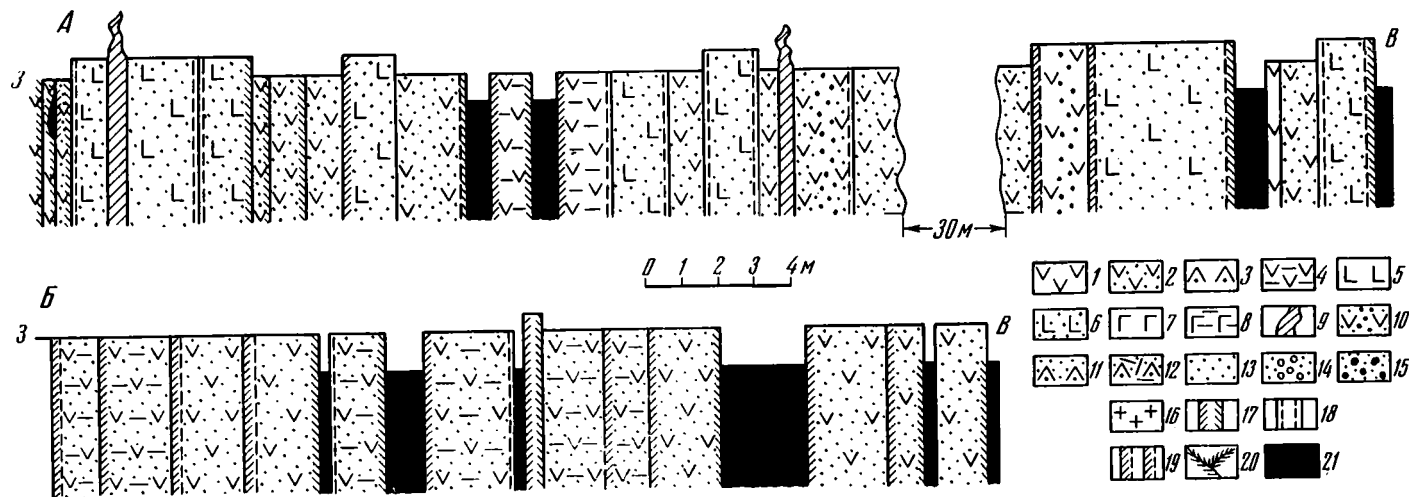


Рис. 3. Фрагменты разрезов комплекса «дайка в дайке» Западного (А) и Восточного (Б) Актогая (р. Шулдук)
 1—3 — диабазы меланократовые: тонкозернистые (1), среднезернистые (2), крупнозернистые (3); 4—5 — диабазы лейкократовые: среднезернистые (4), крупнозернистые (5); 6 — крупнозернистые диабазовые дайки с краевыми мелкозернистыми зонами; 7—8 — габбро-диабазы (7), в том числе лейкократовые (8); 9 — жилоподобные дайки; 10 — диабазовые дайки с крупнозернистым ядром; 11—12 — диабазы средне- и крупнозернистые: меланократовые (11), лейкократовые (12); 13—15 — диабазы апикальной части магматической камеры: мелкозернистые (13), среднезернистые (14), крупнозернистые (15); 16 — диабазы зеленокаменноизмененные; 17—19 — зоны закалок: со стеклом или тонкозернистым диабазом (17), с мелкозернистым диабазом (18), со стеклом и зонами тонко- и мелкозернистого диабазы (19); 20 — зональные фации во вторичных магматических камерах; 21 — скрины

метасоматическое амфиболовое габбро образуется синхронно с началом формирования лав и даек в зоне спрединга нового магмоподводящего канала.

Для документации и последующего анализа строения комплекса параллельных даек нами была разработана и применена специальная методика, суть которой состоит в графическом фиксировании характерного набора свойств и признаков объектов: мощность (с последующим построением графика мощностей), направленность и ориентация закалок, их мощность и тип (со стеклом, с тонкозернистым диабазом и т. п.), изменения степени раскристаллизованности пород, их состава и т. д. Мы не располагаем возможностью опубликовать все составленные нами графики, но типовые примеры представлены на рис. 3. В результате нам удалось установить не только наличие нескольких генераций даек, но и наметить закономерности в распределении закалок.

В западной части Актогайского дайкового комплекса выделяются две основные генерации даек, причем первая, преобладающая, имеет восточные закалки, а вторая, подчиненная — западные и восточные. Третья генерация явно накладывается на первые две и представлена извилистыми двузакальными жилоподобными дайками. Анализируя особенности строения западной (догаббровой) части актогайского дайкового комплекса, удается выделить ряд зон с запада на восток (см. рис. 2).

I. Крупноподушечные базальты с единичными маломощными дайками мелкозернистых диабазов. Дайки, как правило, «слепые», т. е. очень быстро выклиниваются, если удается проследить их вверх по разрезу.

II. Подушечные базальты, разделенные небольшими сериями «дайка в дайке». Характерно, что в таких сериях обычно сохраняется «центральная» двузакальная дайка, а располагающиеся по обе стороны разорванные (однозакальные полудайки) дайки легко восстанавливаются до целых.

III. Типичный комплекс «дайка в дайке». Он образован дайками всех трех поколений, иногда разделенных междайковыми пространствами (скринами) 1,0—1,2 м мощностью. Мощность дайковых тел колеблется в тех же пределах — 1,0—1,2 м. Исключение составляют дайки последней генерации, которые повсеместно имеют малые мощности (10—12 см).

IV. Наиболее типично выраженный комплекс «дайка в дайке». В его строении участвуют все генерации, но наблюдается явное преобладание даек первого поколения, которые характеризуются восточной ориентацией закалок.

V. Апикальная часть магматической камеры. Устанавливается по наличию определенных признаков: исчезновение разделения комплекса на отдельные дайки; появление блуждающих закалок; хаотические и не закономерные вариации зернистости пород, появление магматических брекчий специфического облика. Пример строения такой зоны показан на рис. 4. Иными словами, в данной части дайкового комплекса появляются характерные морфологические черты, свидетельствующие о высо-

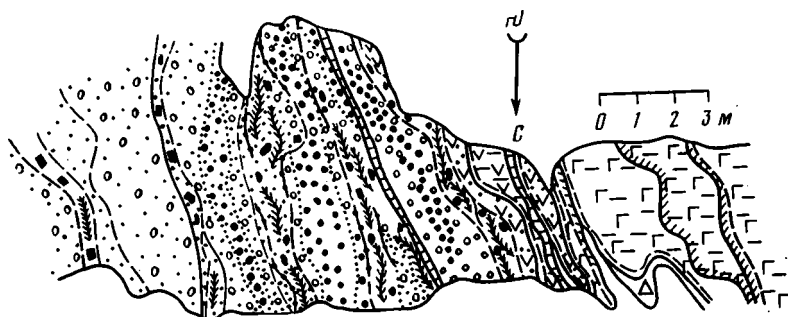


Рис. 4. Глазомерная геологическая карта апикальной части вторичной магматической камеры (усл. обозн. см. рис. 3)

ких температурных условиях, существовавших в момент формирования даек.

VI. Комплекс «дайка в дайке» со скринами базальтов.

VII. Комплекс «дайка в дайке», в котором обращает на себя внимание заметное преобладание двузакальных даек.

Нетрудно заметить, что подобная зональность есть отражение раз-ноглубинности комплекса в современном срезе. Резкий переход от глубоинной части (зона V) к близкоповерхностной (зона VI) заставляет предполагать наличие между зонами сброса, который может являться глубинным выражением эскарпа — весьма характерной структуры риф-товых долин современных океанов.

Преобладание в догаббровой (Западноактогайской) части комплекса полудаек с восточными закалками вынуждает считать, что их образование происходило из магмовыводящей зоны в условиях непрерывного растяжения. Эта палеозона выведения магмы (n) располагалась соответственно западнее даек, ею сформированных.

Обратимся к строению части Актогайского дайкового комплекса, расположенной восточнее габбро (см. рис. 2). Здесь, так же как и в описанной части комплекса, имеются дайки разного типа, вскрываются горизонты

разной первоначальной глубины, словом, закономерности строения аналогичные. Но есть и отличия. В целом восточный комплекс складывается более мощными дайками, они лучше раскристаллизованы (наблюдаются даже порфиновые дайки), у них более мощные зоны закалок (см. рис. 3, Б). В скринах встречаются не только шаровые лавы, а фрагменты параллельных даек, сложенных зеленокаменно-измененными диабазами (рис. 5). Главные особенности заключаются в следующем.

1. Среди однозакальных даек преобладают тела с западными активными контактами.
2. Комплекс построен более однородно.

Восточная часть Актогайского дайкового поля более протяженна — не менее 8 км. Как уже отмечалось, дайка, непосредственно примыкающая к габбро с востока, имеет с последним отчетливо выраженный активный контакт. Поскольку направленность за-калок у всех даек западная, то они тем более относительно древнее амфиболового габбро. Преобладание западных закалок в полудаиках позволяет считать, что магмовыводящая зона ($n+1$) располагалась к востоку от современного расположения комплекса Восточного Актогая. Таким образом, мы подошли к очень важным выводам.

1. Дайковые серии Актогая относительно разновозрастны.
2. Каждая из серий, а их по меньшей мере две, имеет свою собственную зону растяжения с магмоподводящим каналом.
3. Происходил джампинг оси растяжения и магмоподводящего канала в восточном направлении.

Последний вывод необходимо прокомментировать. Факт перескаки-

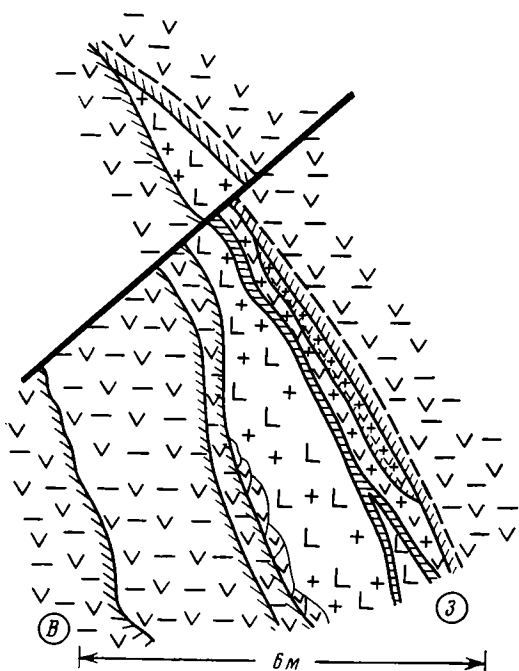


Рис. 5. Зарисовка фрагмента Восточноактогайского комплекса «дайка в дайке» со скринном зеленокаменноизмененных диабазов (выделены наложением крестовидного крапа)

вания устанавливается благодаря наличию статистически корректного материала по направленности закалок.

Для рифта n положение магмоподводящей зоны определено как относительно западное. Если в районе Донгулека мы наблюдаем западное крыло рифта n , то, следовательно, палеоцентр магмовыведения должен был располагаться в середине интервала между Донгулеком и Западным Актогаем.

Серия параллельных даек, образовавшаяся после габбро, вероятно, имела свою осевую зону в 4—5 км ниже по Шулдаку от зимовья Актогай, т. е. в поле развития лавовой части разреза. На это указывает распределение закалок. В Восточном Актогае преобладают западные, а по ручью Ащисай — восточные (рис. 6). Следовательно, правомерно предполагать, что мы наблюдаем разные крылья одной магмовыводящей

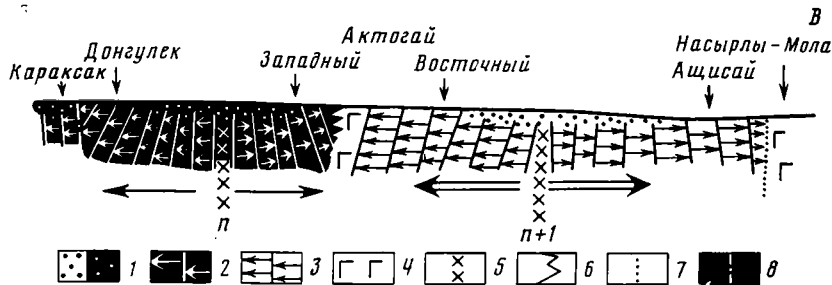


Рис. 6. Принципиальный профиль, демонстрирующий строение Шулдакского комплекса параллельных даек

1 — основные эффузивы; 2 — дайковый комплекс, сформированный из зоны магмовыведения n ; 3 — то же для зоны $n+1$; 4 — амфиболовое габбро; 5 — предполагаемые оси рифтов; 6 — граница наложения габбро на дайковый комплекс; 7 — граница участков, закрытых чехлом молодых отложений; 8 — разломы

зоны ($n+1$). Сказанное подтверждается симметричностью строения крыльев: оба заканчиваются такситовым габбро (рис. 6). К сожалению, в Ащисае наблюдать прямые соотношения габбро и даек не позволяет плохая обнаженность. Следовательно, расстояние между осями спрединга n и $n+1$ составляет 8—9 км.

Подобные явления под названием «джампинг» известны в Исландии [29], в Срединно-Атлантическом хребте [26], и в рифте Красного моря [3]. Амплитуда «перескока» колеблется от 3—10 до 100 км. Получается, что миграция магмовыводящих зон во времени и в пространстве — явление распространенное. Непременность перескакивания как составной части океанического спрединга подтверждается еще и тем обстоятельством, что «перескоки» в шулдакском комплексе обнаруживаются, невзирая на случайность выведенного на поверхность фрагмента палеоокеанической структуры древнего Уральского океана.

Изложенный материал по строению Шулдакских офиолитов позволяет предположить следующую последовательность формирования. Раздвижение океанической коры приводит к формированию дайкового комплекса. В Актогайской части (современной структуре) мы наблюдаем восточное крыло рифта n , представленное догаббровыми дайками. Затем произошло отмирание рифта. Началось заложение нового рифта $n+1$, ось которого фиксируется магмовыводящей зоной, расположенной восточнее. Произошел перескок оси и заработал новый рифт $n+1$. Можно думать, что заложение нового рифта началось с формирования зоны трещиноватости и высокого теплового потока, в которой дайки были превращены в метасоматическое амфиболовое габбро. Вероятно, этот процесс протекал при глубокой циркуляции морской воды. Развитие спрединга привело к выводу магмы на поверхность и к формированию нового дайкового комплекса. В процессе раздвигания габбровое тело было разорвано и разделено дайками. Соответственно оно оказалось на обоих флангах рифтовой зоны $n+2$ (см. рис. 6).

Базальты, в которые вверх по разрезу переходят дайки, представлены в основном пиллоу-лавами и разнообразной гиалокластикой. Они включают линзы кремнистых пород. При длительном изучении базальтов удается выделить отдельные потоки, наблюдать трубы, по которым происходило продвижение магмы в потоке. Набирается такое большое количество признаков, указывающих на глубоководность излияний, что сомнений в этом вопросе не возникло ни у одного из исследователей, когда-либо осматривавших шулдакские толщи базальтов. По своим петрохимическим и геохимическим свойствам рассматриваемые породы принадлежат к типичным толеитам срединно-океанических хребтов [4, 5].

ВЫВОДЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Подводя итог сказанному выше, следует обратить внимание на сходство и различие дайковых комплексов из числа разобранных нами примеров. Подавляющее большинство исследователей, в той или иной степени изучавших комплексы типа «дайка в дайке», считают, что такие специфические магматические образования могут формироваться только в условиях определенной геодинамической обстановки — раздвигания земной коры. Сторонников такой точки зрения так много, что нет возможности их перечислить. С другой стороны, было бы неверно не сказать, что есть и противники спрединговой модели образования вложенных одна в другую даек (например, [20]). Но в этом случае возникают непреодолимые, на наш взгляд, трудности, в частности такие, как проблема пространства. Результаты наших исследований подтвердили, что условия раздвигания являются необходимым фактором для образования серий типа «дайка в дайке». Следовательно, появились дополнительные факты, лишний раз убеждающие в том, сколь существенна роль спрединга в формировании земной коры океанического типа.

Чем глубже и детальнее изучаются дайковые комплексы, тем явственнее проявляются их различия, тем убедительнее звучит их возможная классификация. Еще раз обратим внимание на основной наш вывод: 1) дайковые комплексы офиолитовых разрезов в складчатых областях континентов создают различные структурно-морфологические образы, которые мы объединили в две группы — линейные и нелинейные (следует иметь в виду, что сами наименования групп носят исключительно условный характер).

По вполне понятным причинам отсутствует возможность прямого изучения 2-го и 3-го слоев океанической коры современных океанов и краевых морей.

Дополнительный путь косвенного исследования океанических и краевоморских пространств заключается в использовании магнитометрических данных. Дело в том, что расчеты по магнитоактивному слою в океанах показывают, что намагниченности базальтов недостаточно для создания полосовых аномалий наблюдаемой интенсивности. В связи с этим делались попытки учесть намагниченность комплексов параллельных даек, габбро и гипербазитов. Оценки вклада указанных комплексов в суммарное магнитное поле противоречивы. Тем не менее можно полагать, что рисунок магнитных полей создается породами 2-го и 3-го слоев. Это предположение позволяет перебросить логический мостик от магнитометрических карт современных окраинных морей и океанов к их палеоаналогам на континентах.

На карте магнитных аномалий северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса, составленной М. Л. Красным и др. [7], отчетливо видна линейность аномалий в пределах океанического пространства и мозаичность распределения аномалий в окраинных морях — Охотском и Японском. Очевидно существование двух структурных типов коры, аномалии создающих: линейный и мозаичный (нелинейный).

Рассмотренные нами комплексы параллельных даек также разделились на две группы: нелинейные (мозаичные) и линейные. Совершенно очевидно, что закономерная линейность даек обуславливает линейное

распределение разновозрастных лав 2-го слоя. Можно ожидать такого же линейного распределения габброидов, рождающих дайковый комплекс. Таким образом, сопоставление напрашивается само собой.

I. Линейные дайковые комплексы, равно как и офиолитовые ассоциации, в состав которых они входят, вероятнее всего, гомологичны океанической коре срединно-океанических поднятий, либо структурам типа Красного моря, либо междуговым бассейнам типа Филлипинского моря.

II. Офиолитовые ассоциации с нелинейными (мозаичными) комплексами, которые явно преобладают в складчатых областях мира, сопоставляются с окраинными структурами. Наиболее корректным гомологом является Японское море, обладающее наиболее отчетливо выраженным мозаичным рисунком магнитного поля.

Литература

1. Добрецов Н. Л., Пономарева Л. Г. Офиолиты и глаукофановые сланцы Западного Саяна и Куртушубинского пояса.— В кн.: Петрология и метаморфизм древних офиолитов на примере Полярного Урала и Западного Саяна. Новосибирск: Наука, 1977, с. 28—56.
2. Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И. Хан-Тайширский офиолитовый комплекс Западной Монголии и проблема офиолитов.— Геотектоника, 1978, № 1, с. 18—31.
3. Зоненшайн Л. П., Мошин А. С., Сорохтин О. Г. Тектоника Красноморского рифта в районе 18° с. ш.— Геотектоника, 1981, № 2, с. 2—22.
4. Иванов С. Н., Кориневский В. Г., Белянина Г. П. Реликты рифтовой океанической долины на Урале.— Докл. АН СССР, 1973, т. 221, № 4, с. 939—942.
5. Кориневский В. Г. Принципиальный вопрос стратиграфии силура Мугуджар. Ежегодник Ин-та геологии и геохимии УНЦ АН СССР. Свердловск, 1972, с. 136—138.
6. Кориневский В. Г. Раннегеосинклинальный комплекс Мугуджар.— В кн.: Шелочные, основные и ультраосновные комплексы Урала. Свердловск, 1976, с. 34—39. (Тр. Ильменского гос. заповедника, вып. XV).
7. Красный М. Л. Аномальное магнитное поле северо-западного сектора Тихоокеанского подвижного пояса.— В кн.: Глубинная структура дальневосточных морей и островных дуг. Тр. СахКНИИ, 1972, вып. 33, с. 38—50.
8. Маллас Д., Стивенс Р. К. Происхождение и структурное положение офиолитового комплекса на примере Западного Ньюфаундленда.— Геотектоника, 1977, № 6, с. 83—102.
9. Марков М. С. Метаморфические комплексы и базальтовый слой земной коры островных дуг. М.: Наука, 1975, с. 192. (Тр. ГИН АН СССР, вып. 268).
10. Меланхолина Е. Н. Габброиды и параллельные дайки в структуре острова Шикотан (Малая Курильская дуга).— Геотектоника, 1978, № 3, с. 128—136.
11. Перфильев А. С. Формирование земной коры Уральской эвгеосинклинали. М.: Наука, 1979, с. 188. (Тр. ГИН АН СССР, вып. 328).
12. Перфильев А. С., Херасков Н. Н. Диабазовые комплексы и проблема океанической коры.— В кн.: Тектоническая расслоенность литосферы. М.: Наука, 1980, с. 64—105. (Тр. ГИН АН СССР, вып. 343).
13. Портнягин Э. А. Комплекс параллельных даек Южного Гиссара.— Докл. АН СССР, 1974, т. 219, № 4, с. 948—951.
14. Путеводитель экскурсии «Офиолиты Полярного Урала». М.: Наука, 1978, с. 164.
15. Руженцев С. В. Краевые офиолитовые аллохтоны (тектоническая природа и структурное положение). М.: Наука, 1976, с. 171 (Тр. ГИН АН СССР, вып. 283).
16. Савельев А. А., Савельева Г. Н. Офиолиты Войкаро-Сынынского массива (Полярный Урал). Геотектоника, 1977, № 6, с. 46—60.
17. Самыгин С. Г. Дифференцированное смещение оболочек литосферы и эволюция формационных комплексов (Урал).— В кн.: Тектоническая расслоенность литосферы. М.: Наука, 1980, с. 29—63.
18. Тайер Т. П. Некоторые аспекты структурного положения серии параллельных даек в офиолитовых комплексах.— Геотектоника, 1977, № 6, с. 32—46.
19. Тектоника Урала: Объяснительная записка к тектонической карте Урала масштаба 1 : 1 000 000/Составители: Пейве А. В., Иванов С. Н., Нечехун В. М., Перфильев А. С., Пучков В. Н. М.: Наука, 1977, с. 148.
20. Brock P. W. G. The sheeted dike layer of the Betts Cove ophiolite does not represent spreading.— Canad. J. Earth Sci., 1974, v. 11, N 1, p. 208—210.
21. Gass I. G. Is the Troodos massif of Cyprus a fragment of Mesozoic ocean floor?— Nature, 1968, v 220, p. 39—42.
22. Gass G. The Troodos massif: Its role in the unravelling of the ophiolite and its significance in the understanding of constructive plate margin processes.— J. Geophys. Res., 1981, v. 86, № 3, p. 2661—2672.
23. Greenbaum D. Magmatic processes oceanic ridges. Evidence from the Troodos Massif, Cyprus.— Nature, 1972, v. 249, p. 617—620.
24. Gueedebook. Field excursion A62-C62. Canada, 1972, p. 32.
25. Hopson C. A., Frano C. S. Igneous history of the Point Sal ophiolite, southern California.— Oregon Dept. Geol. Mineral., 1977, v. 95, p. 161—183.
26. Macdonald K. C. Near-bottom magnetic anomalies asymmetric, spreading, of light spread-

- ding and tectonics the Mid-Atlantic Ridge near lat. 37° n.—*Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1977, v. 4, p. 3—19.
27. *Moore E M., Vine F. I.* The Troodos massif, Cyprus and other ophiolites as oceanic crust: evaluation and implications.—*Phil. Trans. Roy. Soc. L.*, 1971, v. 268, p. 443—466.
 28. *Pallister S. S.* Structure of the dike complex of the Semail Ophiolite Near Ibra, Oman.—*J. Geophys. Res.*, 1981, v. 86, № B4, p. 2661—2672.
 29. *Saemundsson K.* An outline of the structure of SW Iceland.—In: *Iceland and Mid-Ocean ridges*. Reykjavik. Soc. sci. Islandica, 1967, v. 38, p. 12—31.
 30. *Searle D. S., Panajiotov A.* Structural implications in the evolution of the Troodos massif, Cyprus.—*J. Geophys. Res.*, 1981, v. 86, № B4, p. 2661—2672.
 31. *Strong D. F., Malpas J.* The sheeted dike layer of the Bets cove ophiolite complex does not represent spreading. Further discussion.—*Canad. J. Earth Sci.*, 1975, v. 12, № 5, p. 894—896.
 32. *Sturt B. A., Thon A., Furnes H.* The geology and preliminary geochemistry of the Karmy ophiolite S. W. Norway.—In: *Ophiolites (Proceedings international ophiolite symposium 1979)*. Cyprus, 1980, p. 921—940.
 33. *Úpadhtyary H. D.* The Bets Cove ophiolite and related rocks of the Shook Arm Group, Newfoundland.—Unpubl. Ph. D. Diss. M. U. N. St. Johns, 1973, p. 3—8.
 34. *Varne R., Gee R. D., Guilty P. G. J.* Macquarie island and the cause of oceanic linear magnetic anomalies.—*Science*, 1969, v. 166, p. 230—233.
 35. *Varne R., Rubenach M. J.* Geology of Macquarie island and its relationship to oceanic crust.—*Antarct. Ser.*, 1972, v. 19, p. 251—266.
 36. *Vuagnat M., Cagulu E.* Quelques reflexions le massif basique — ultrabasique du Kuzil Dag, Hatay, Turquie.—*Compt. rend. Soc. phys. et Hist. natur.*, 1968, t. 2, p. 210—216.
 37. *Williams H., Malpas J.* Sheeted dikes and brecciated dikes rocks within transported igneous complex, Bay of Island, W. Newfoundland.—*Canad. J. Earth Sci.*, 1972, v. 9, № 9, p. 1216—1229.

Геологический институт
АН СССР

Поступила в редакцию
22.VI.1983

УДК 551.242.3

БЕЛОУСОВ В. В., ДМИТРИЕВА Б. И.

О ПРЕИМУЩЕСТВЕННЫХ ПРОСТИРАНИЯХ СКЛАДЧАТЫХ СТРУКТУР ФАНЕРОЗОЯ И ДОКЕМБРИЯ

Устанавливается, что простирания фанерозойских складчатых структур подчиняются той же закономерности, что и рассмотренные ранее складчатые структуры докембрия: среди них резко преобладают простирания меридиональное, широтное и два диагональных. Таким образом, выясняется, что устойчивые по отношению к современной географической сетке преимущественные простирания характерны для всей геологической истории от архея до кайнозоя.

ВВЕДЕНИЕ

В предыдущих статьях [1, 2] авторами уже были рассмотрены вопросы о преимущественных простираниях складчатых структур. В первой из них вопросы эти ставились в общем виде, и там же были приведены предварительные результаты подсчетов простираний докембрийских складчатых систем в пределах древних платформ. Во второй статье данные о простираниях докембрийских складчатых структур были изучены более полно. В результате выяснилось, что среди простираний как архейских, так и протерозойских складчатых структур в фундаменте древних платформ резко преобладают широтные, меридиональные и два диагональных.

В предлагаемой статье авторы возвращаются к той же проблеме применительно к простираниям складчатых структур фанерозоя с дальнейшим выделением среди них структур палеозойских и мезозойско-кайнозойских. Эти результаты сопоставляются с теми, которые были получены раньше для докембрия.

МЕТОДИКА ИЗМЕРЕНИЙ

В качестве исходного документа для подсчета площадей, занятых палеозойскими и мезозойско-кайнозойскими складчатыми структурами, использовалась «Геологическая карта континентов» масштаба 1 : 15 000 000 под редакцией Д. В. Наливкина. Для докембрийских структур, как и в предыдущей статье, была принята «Карта тектоники докембрия континентов» того же масштаба под редакцией Ю. А. Косыгина.

В площадь палеозойских складчатых структур были включены каледонские и герцинские складчатые зоны, а в площадь мезозойско-кайнозойских структур — соответственно мезозойские и альпийские складчатые зоны. Те области, где палеозойская складчатость переработана мезозойской или альпийской складчатостью, относились к зонам мезозойско-кайнозойской складчатости и в зоны палеозойской складчатости не включались. Районирование фанерозойских складчатых зон по их возрасту было выполнено по Тектонической карте мира масштаба 1 : 60 000 000 (Физико-географический атлас мира. М., 1964) (см. рис. 1).

Общая площадь палеозойских или мезозойско-кайнозойских складчатых зон принималась за 100%, и задача состояла в том, чтобы определить процентное соотношение площадей, занятых складчатыми структурами различных простираний. Естественно, что азимуты последних должны были быть отобраны с тем или иным шагом, который определял бы степень погрешности, допущенную при определении простираний. Было принято, что максимальная погрешность может достигать 7,5°

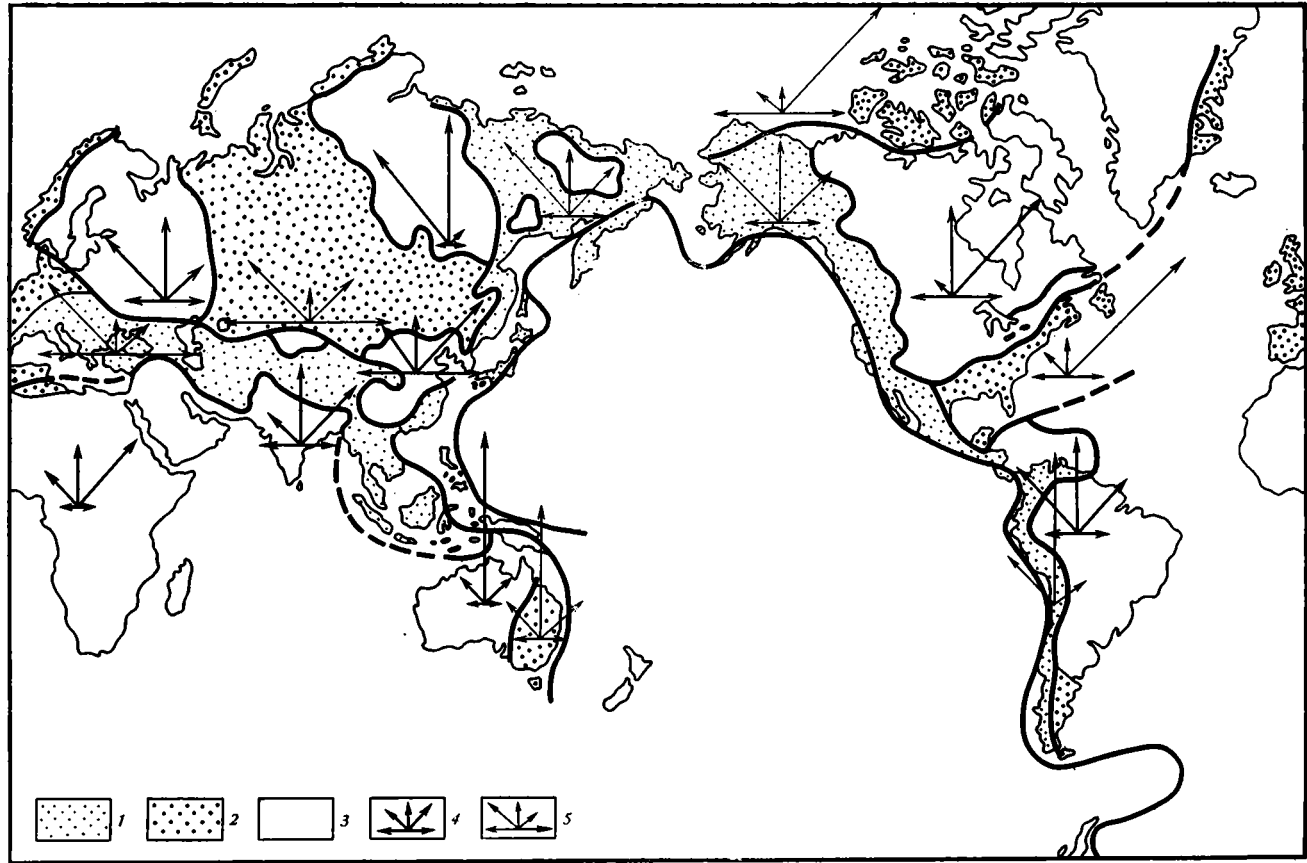


Рис. 1. Схема преимущественных простираний зон складчатости на континентах: 1 — древние платформы; 2—3 — геосинклинальные пояса: 2—области палеозойской складчатости, 3 — области мезозойско-кайнозойской складчатости; 4, 5 — розы-диаграммы главных направлений зон складчатости: 4 — для докембрия, 5 — для фанерозоя в целом (шагом 45°)

в обе стороны. Это определяет шаг азимутов в 15° , т. е. каждый измеренный на карте азимут простирания сводится к ближайшему азимуту из числа кратных 15: 0° , 15° , 30° , 45° и т. д. Более мелкий шаг не был бы оправдан небольшой точностью снятия простираний с карты. Для удобства азимуты отсчитывались в обе стороны от 0° в пределах полукружья, причем азимуты, направленные к востоку от меридиана, считали положительными (от 0° до $+90^\circ$), а направленные к западу — отрицательными (от 0° до -90°).

Изучаемая зона разделялась на участки, различающиеся простираниями, тяготеющими к указанным азимутам, кратным 15. Эти участки снимали на восковку, участки с одинаковыми азимутами соединяли и процентное соотношение различных простираний определяли взвешиванием. Но до этого необходимо было вводить как в размер площадей, так и в измеряемые по карте азимуты поправки топографического характера.

Используемые карты составлены в поликонической прямой, равнопромежуточной проекции ЦНИИ ГАиК. Наибольшее картографическое искажение площадей приходится на высокие широты. Для введения этих поправок были использованы карты изокол площадных искажений ЦНИИ ГАиК, 1954. Величина поправок может быть значительной. Например, для Северо-Американской платформы она достигает трехкратного размера. Необходимость других поправок вызывается тем, что при измерении азимута простирания структуры на карте мы получаем не истинный угол, а его проекцию. Если проекция равноугольная (например, «Мировая карта океанов», построенная в прямой цилиндрической — меркаторской проекции), то поправки на искажение углов не требуются. В других случаях (например, при поликонической проекции ЦНИИГАиК для карт «Тектоника докембрия», «Геологическая карта континентов мира») учитывать поправки на искажение углов необходимо.

Искажение углов в основном происходит из-за того, что на карте угол между меридианом и широтой не равен 90° . Оценить необходимость внесения поправок на искажение углов можно с помощью карты изокол угловых искажений. Проекция такова, что дает минимальные искажения в европейской части СССР, и поэтому для Восточно-Европейской платформы угловые искажения, не превышают 6%, в то время как для Северо-Американской платформы они могут составлять $>20\%$. Вносить поправки непосредственно с карты изокол невозможно, так как на ней даются только максимальные поправки: фактически это отклонение угла между меридианом и широтой от 90° . Внесение поправки расчетным путем требует сложной математической процедуры. В связи с этим поправки вносились упрощенным путем, при котором использовалось то обстоятельство, что если угол измеряется между меридианом и линией простирания структуры, то при малых азимутах простирания ошибка будет мала, а при азимутах, близких к 90° , будет максимальной. Если же азимут отсчитывается между параллелью и линией простирания структуры, то максимальной ошибка будет при малых азимутах, а при азимутах, близких к 90° , будет мала. Если в качестве азимута простирания брать полусумму двух предыдущих измерений, то ошибка будет малой при азимуте, близком к 45° , и равной половине максимальной ошибки при малых азимутах и при азимутах, близких к 90° . Исходя из этих свойств искажения углов, было принято следующее правило: при азимутах между 0° и 30° (как положительных, так и отрицательных) измерялся непосредственно азимут, т. е. угол между линией простирания и меридианом, проходящим через центр структуры.

При азимутах между 60° и 90° (как положительных, так и отрицательных) измерялся угол между линией простирания и параллелью, проходящей через центр структуры; азимут простирания принимался как дополнительный угол до 90° .

При азимутах в пределах между 30° и 60° (положительных и отрицательных) измерение проводилось обоими способами, а затем бралась полусумма результатов.

Максимальные ошибки при таком способе измерения азимутов простирания структур меньше $\frac{1}{4}$ максимальной ошибки, данной на карте изокол, т. е. на Восточно-Европейской платформе ошибка меньше $1,5^\circ$, а на Северо-Американской платформе — меньше 5° .

РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗМЕРЕНИЙ ПРОСТИРАНИЙ ФАНЕРОЗОЙСКИХ СКЛАДЧАТЫХ СТРУКТУР

Результаты расчетов сведены на прилагаемом графике (рис. 2). Из него видно, что как для всего фанерозоя, так и отдельно для палеозоя и мезозоя — кайнозоя характерны максимумы частоты простирааний — меридиональный, широтные и два «диагональных», четко ограниченных направлениями $\pm 30^\circ$ и $\pm 45^\circ$. Можно также отметить, что во всех случаях минимальные значения частоты простирааний падают на интервалы $\mp 15^\circ$ и $\mp 75^\circ$.

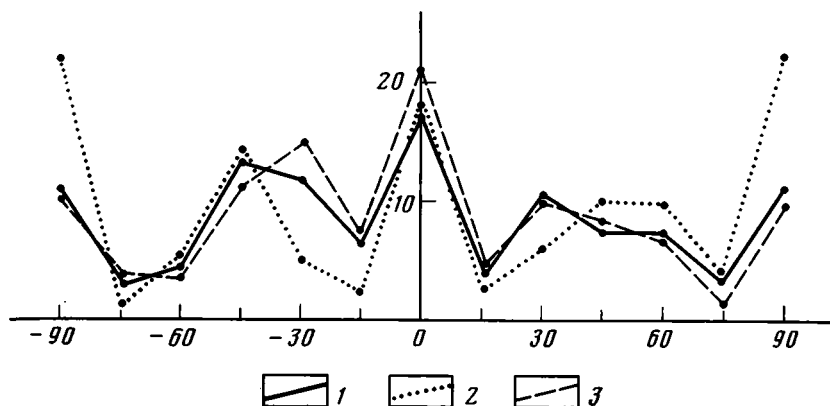


Рис. 2. Графики относительной распространенности различных простирааний фанерозойских складчатых структур. 1 — для фанерозойского; 2 — палеозойского; 3 — мезозойско-кайнозойского возрастов

Видно также, что распределение простирааний для мезозоя — кайнозоя очень близко повторяет распределение простирааний для всего фанерозоя в целом, тогда как для структур палеозойского возраста картина несколько иная. Для мезозойско-кайнозойского возраста и всего фанерозоя в целом наблюдается преобладание меридиональных простирааний, за которыми следуют диагональные северо-западные и затем широтные и северо-восточные. Для палеозойского времени наблюдается несколько иная картина. Здесь преобладают широтные простиранья, далее следуют меридиональные и затем диагональные с преимуществом северо-западных направлений.

С целью выявления закономерности в распределении преимущественных простирааний фанерозойских складчатых структур в пространстве построены графики распределения преимущественных простирааний для отдельных поясов фанерозойских складчатых систем. По основным особенностям распределения преимущественных простирааний в фанерозойской складчатой системе выделяются две группы поясов: Тихоокеанская и Атлантическая. Сравнение графиков для них (рис. 3) показывает, что для поясов Атлантической группы (Арктический, Северо-Атлантический, Средиземноморский и Урало-Монгольский пояса) характерно преобладание широтных направлений над меридиональными, а для поясов Тихоокеанской группы (Кордильерский, Андский, Верхояно-Чукотский и Меланезийский пояса) наблюдается обратная картина: здесь преобладают меридиональные простиранья. Эта полярность более четко видна на суммарных диаграммах (рис. 3, д, к), построенных для этих двух групп.

Графики для поясов Атлантической группы показывают, что в пределах этой группы два пояса, Арктический и Северо-Атлантический, объединяются очень близким распределением простираций: здесь простираения структур в северо-восточных направлениях преобладают над простираениями северо-западными. Максимумы северо-западного направления, имеющие в обоих случаях примерно одинаковый удельный вес, группируются в секторе 45° . Два других пояса в этой группе — Урало-Монгольский и Средиземноморский — также могут быть объединены по преобладанию северо-западных простираций и по относительно небольшому весу северо-восточного максимума, распределенного между 60° и 30° .

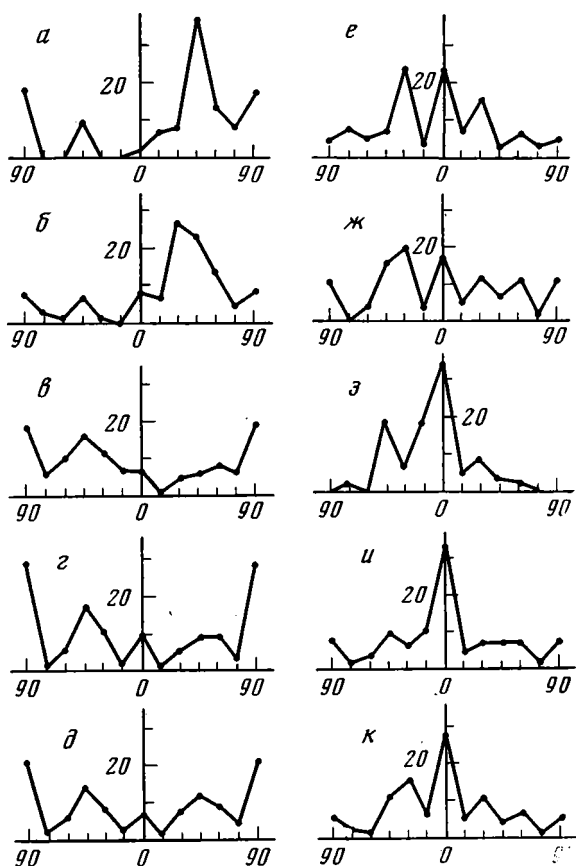


Рис. 3. Графики относительной распространенности различных простираций складчатых структур по отдельным поясам фанерозойской складчатой системы: *а* — Арктический; *б* — Северо-Атлантический; *в* — Средиземноморский; *г* — Урало-Монгольский; *д* — для Атлантической группы в целом; *е* — Кордильерский; *ж* — Андский; *з* — Верхояно-Чукотский; *и* — Меланезийский пояса; *к* — для Тихоокеанской группы в целом

При рассмотрении графиков Тихоокеанской группы можно видеть, что пояса Кордильерский и Верхояно-Чукотский объединяются по преобладанию двух простираций — меридионального и северо-западного. При этом северо-западный максимум в обоих случаях находится в направлении 30° . В северо-восточном румбе для этих поясов характерно наличие относительно небольших двух максимумов в направлениях 30° и 60° . Для Андского и Меланезийского поясов обнаруживается сходство, выраженное главным образом в наличии четкого меридионального максимума, а также максимума северо-западного (в обоих случаях в направлении 45°).

В целом для фанерозойской складчатой системы отмечается, что северо-восточный максимум «размазывается» в секторе между 0 и 60°, тогда как северо-западный максимум ограничен более узким сектором — 30—45°.

Отмеченная выше группировка складчатых поясов по распределению преимущественных простираний наиболее выпукло проявляется при огрублении шага замеров до 45°. В этом случае присутствуют только широтные, меридиональные и диагональные (45°) направления. На приведенной карте (рис. 1) можно видеть близкое распределение простираний для отдельных поясов. Так, например, пояса Арктический и Северо-Атлантический, Урало-Монгольский и Средиземноморский, Кордильерский и Верхояно-Чукотский, Меланезийский и Андский образуют пары по близкому отношению простираний складчатых структур.

СОПОСТАВЛЕНИЕ ФАНЕРОЗОЙСКИХ И ДОКЕМБРИЙСКИХ ПРОСТИРАНИЙ

Для сопоставления упорядоченности простираний структур фанерозойского и докембрийского возрастов построены графики распределения простираний для данных возрастов в целом по континентам. Такие графики приведены на рис. 4. Для построения этих графиков для докембрия

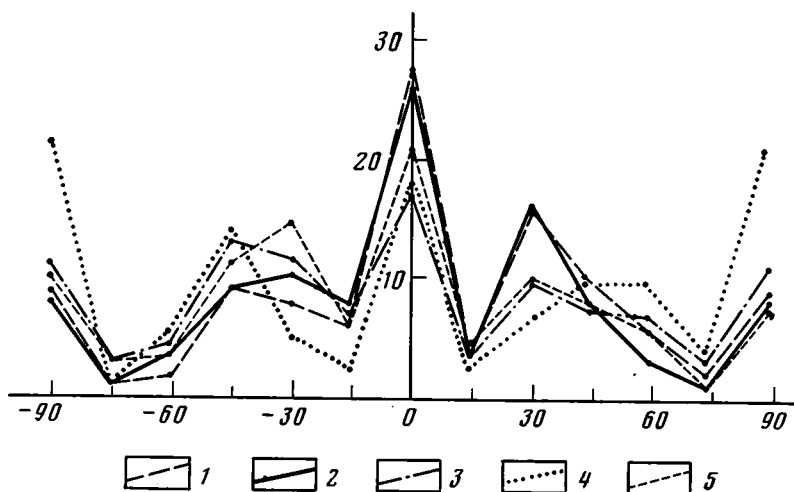


Рис. 4. Графики относительной распространенности различных простираний складчатых структур во времени по континентам в целом: 1 — архейско-протерозойского; 2 — протерозойского; 3 — фанерозойского; 4 — палеозойского; 5 — мезозойско-кайнозойского возрастов

вычислены суммарная площадь отдельно для структур архейского и протерозойского возраста. Затем определялись по всем платформам суммарные площади зон, занятых структурами, имеющими выделенные направления, кратные 15, и измерялись процентные отношения площадей этих зон к суммарной площади. Таким образом были получены графики, характеризующие упорядоченность простираний структур протерозойского и архейского возрастов в целом по континентам.

Аналогично строились графики распределения простираний структур фанерозойского возраста с выделением палеозойских и мезозойско-кайнозойских структур. Была вычислена суммарная площадь для всей фанерозойской складчатой системы и отдельно для палеозоя и мезозоя. Определив затем суммарные площади зон, занятых структурами выделенных направлений, и вычислив их процентные отношения по сравнению с общей площадью для фанерозойской складчатой системы, мы получили графики распределения простираний складчатых структур фанерозойского возраста. Соответственно такая же процедура была про-

делана и для структур палеозойского и мезозойско-кайнозойского возрастов.

Графики простираций для докембрийских и фанерозойских структур указывают на почти полное тождество распределения этих простираций для всех выделенных геологических эпох. В большинстве случаев наблюдается преобладание меридиональных простираций, за которыми следуют диагональные и широтные. Исключением из этого являются простирания для палеозойских структур, где широтные простирания преобладают над меридиональными. Кроме того, можно отметить, что для всех эр (кроме палеозоя) северо-восточные диагональные максимумы находятся в направлении 30° , а северо-западные колеблются между -30° и -45° . Но вполне симметричные минимумы характерны для всех приведенных кривых без исключения: они находятся на $\pm 15^\circ$ и $\pm 75^\circ$, причем второй минимум глубже первого. Минимум в направлении $+15^\circ$ (северо-восточный) всегда глубже, чем -15° (северо-западный).

Для сопоставления на рис. 1 кроме огрубленных (до шага в 45°) простираций фанерозойских складчатых структур показаны также простираания докембрийских структур, развитых в фундаменте древних платформ, взятые из предыдущей статьи [2].

На карте видно, как меняются распределения простираций структур от платформы к платформе и от пояса к поясу. Кроме того, можно наблюдать, как устойчива во времени упорядоченность простираций структур на отдельных участках земного шара. Так, например, Северо-Американская платформа и прилегающие к ней складчатые пояса Арктический и Северо-Атлантический имеют очень похожее распределение преимущественных простираций; то же можно сказать и о Верхояно-Чукотском и Кордильерском поясах и Сибирской платформе, Андском и Меланезийском поясах и Австралийской платформе.

Таким образом, закономерности распределения простираций складчатых структур, установленные ранее для докембрия, распространяются и на весь фанерозой. В течение всего геологического времени от архея до кайнозоя устанавливается одна и та же неравноценность простираций с резким преобладанием меридиональных, широтных и двух диагональных. Самое замечательное состоит в том, что эти преимущественные простираания на протяжении миллиардов лет сохраняют неизменным свое положение относительно современной географической сетки. Нет сомнения в том, что эта закономерность имеет фундаментальное значение для понимания структуры, истории и динамики земной коры.

Литература

1. Белоусов В. В. Об упорядоченности в расположении зон диастрофизма на материках.— Геотектоника, 1977, № 5, с. 44—55.
2. Белоусов В. В., Дмитриева Б. И. О преимущественных простирааниях складчатых структур докембрия на древних платформах.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1981, т. 56, вып. 2, с. 7—13.

Московский государственный
университет им М. В. Ломоносова

Поступила в редакцию
21.XI.1983

УДК 551.24 : 551.71 (477.6)

СИВОРОНОВ А. А., БОБРОВ А. Б., МАЛЮК Б. И.

**МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ТИПЫ РАННЕДОКЕМБРИЙСКИХ
ЗЕЛЕНОКАМЕННЫХ СТРУКТУР СРЕДНЕГО ПРИДНЕПРОВЬЯ
(УКРАИНСКИЙ ЩИТ)**

В отличие от вещественных особенностей структурные характеристики зеленокаменных поясов нижнего докембрия изучены довольно слабо. На основе богатого фактического материала детально описываются основные черты зеленокаменных структур Среднего Приднепровья, их внутреннего строения и соотношения с породами фундамента. Установлено, что между конкской и белозерской свитами, слагающими зеленокаменные пояса Среднего Приднепровья, отчетливо фиксируется перерыв и характер структур, слагаемых этими свитами, различен. Для конкской свиты типичны крутопадающие моноклинали и изоклиналильные синклинали, для белозерской — складки с треугольными замками (синклиналильными узлами). Особенности тектонического строения описанных структур и сопоставление их с зеленокаменными поясами других регионов позволили выделить три тектонотипа этих структур: Конкский, Сурский и Верховцевский, характеризующиеся вполне определенными признаками.

Рассмотрены вопросы тектогенеза выделенных тектонотипов. Сделан вывод, что тектоническая структура того или иного типа зависит от глубины генерации гранитоидов, деформировавших затем зеленокаменные толщи.

ВВЕДЕНИЕ

Последнее десятилетие характеризовалось интенсивным и тщательным изучением раннедокембрийских зеленокаменных поясов. Однако в свете всех опубликованных к настоящему времени работ становится очевидным, что наиболее изученными являются вещественные особенности зеленокаменных поясов, в то время как тектоническое строение этих структур еще далеко не ясно и специальному рассмотрению этой проблемы посвящено лишь немногим более десятка работ [3, 9, 10, 12—19].

Следует отметить, что в данном вопросе необходимо различать тектонический и геотектонический аспекты. Последний затрагивается практически во всех работах, посвященных зеленокаменным поясам. Однако рассмотрение вопросов геотектоники в таких работах производится на основе петрологических и геохимических данных, без учета собственно тектонического аспекта. В результате было предложено много моделей развития зеленокаменных поясов, каждая из которых вступает в противоречие с определенным количеством фактических данных тектонического характера [7]. Отсюда следует, что вопросам тектоники зеленокаменных поясов должно быть уделено самое пристальное внимание. Проблема эта достаточно обширна, и авторы ни в коей мере не претендуют на ее полное освещение. В настоящей работе мы обратимся к некоторым вопросам тектонического строения и тектогенеза зеленокаменных поясов на примере структур Среднего Приднепровья.

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ТИПЫ ЗЕЛЕНОКАМЕННЫХ СТРУКТУР

В Среднеприднепровской гранитно-зеленокаменной области известен целый ряд зеленокаменных структур, образующих (с запада на восток) Криворожско-Кременчугский, Базавлукский, Сурский и Конкско-Белозерский зеленокаменные пояса. Они сложены вулканогенными и осадочными образованиями мощной (до 8 км) конкско-верховцевской серии, состоящей из конкской и белозерской свит, и преимущественно осадочными образованиями криворожской (до 6 км) серии. В нижней, конкской свите конкско-верховцевской серии выделены метаморфизованные

коматиит-толеитовая, джеспилит-толеитовая, андезит-дацит-толеитовая и коматиитовая формации [6], сменяющие одна другую вверх по разрезу. В существенно осадочной белозерской свите, которая в известном смысле может быть сопоставлена с криворожской серией, уверенно выделяется джеспилитовая кремнисто-сланцевая формация (средняя подсвита), но в остальном формационный состав ее во многом не ясен. Поэтому при дальнейшем изложении мы будем пользоваться стратиграфическими подразделениями (нижняя, средняя и верхняя подсвиты) белозерской свиты.

Каждая структура характеризуется специфическими чертами тектоники, формационного строения, формы в плане и т. д. Однако, несмотря на это, имеющийся в нашем распоряжении фактический материал позволяет осуществить типизацию этих структур по комплексу указанных признаков.

На рис. 1 и 5 приведены формационные схемы Верховцевской, Сурской и Конкской зеленокаменных структур Среднего Приднепровья, а на рис. 2—4 — тектонические схемы и блок-диаграммы этих же структур. Как видно из рисунков, наиболее просто построен Конкский синклинорий. Он состоит из узких, линейно вытянутых в меридиональном или близком к нему направлении складчатых структур. Ось Конкского синклинория простирается в северо-восточном направлении, дугообразно (с выпуклостью, обращенной на северо-запад) изгибаясь в плане. Генеральному направлению подчинены простираения всех более или менее отчетливо выраженных складчатых форм второго порядка. На тектонической схеме в пределах Конкского синклинория показаны две линейные синклинальные складки — Веселянская и Кирпотинская. Протяженность основной (Веселянской) синклинали достигает 30 км при ширине ~8—9 км на юге, 4—5 км в средней части и 1—2 км на севере. На формационной схеме (рис. 1) видно, что ядро синклинали сложено отложениями белозерской свиты конкско-верховцевской серии, которая залегает на вулканогенных формациях конкской свиты той же серии, занимающих различное стратиграфическое положение. Так, например, в центральной и северной частях описываемой структуры белозерская свита лежит на джеспилит-толеитовой формации низов разреза конкской свиты, а в южной части — на коматиитовой формации, венчающей разрез той же свиты. Таким образом, Веселянская синклиналь как отрицательная структура прослеживается только на белозерском уровне, а в отложениях конкской свиты наблюдается моноклиналь с крутым западным падением пластов. Почти на всем своем протяжении ядро синклинали ограничивается продольными разломами, придающими структуре грабенообразный характер. На севере шарнир складки полого (15—20°) погружается к юго-западу, а на юге довольно круто (~40°) погружается в противоположном направлении. Это хорошо отражается в конфигурации центриклинальных замыканий: на севере оно протяженное, остроугольное с очень малым радиусом кривизны изгиба (0,5 км), а на юге замыкание выражено широким изгибом гораздо большего радиуса кривизны (5 км, см. рис. 1).

В северо-западной части Конкского синклинория выделяется прекрасно выраженная на схеме симметричная Кирпотинская синклиналь восток-северо-восточного простираения шириной 3—4 км и длиной до 10 км (рис. 2 и 3). Ядро этой складки сложено также отложениями белозерской свиты, а крылья — сменяющимися вниз по разрезу андезит-дацит-толеитовой и джеспилит-толеитовой формациями. Главной особенностью Кирпотинской синклинали, отличающей ее от других аналогичных структур, является то, что она хорошо прослеживается и на белозерском и на конкском уровнях, а крылья, по данным В. Ф. Киктенко, имеют пологие (20—40°) встречные падения. Складки более высоких порядков не известны.

Зеленокаменные образования Конкской структуры разбиты густой сетью разрывных нарушений, из которых на схемах показаны лишь наиболее важные. Все разрывные нарушения достаточно уверенно можно

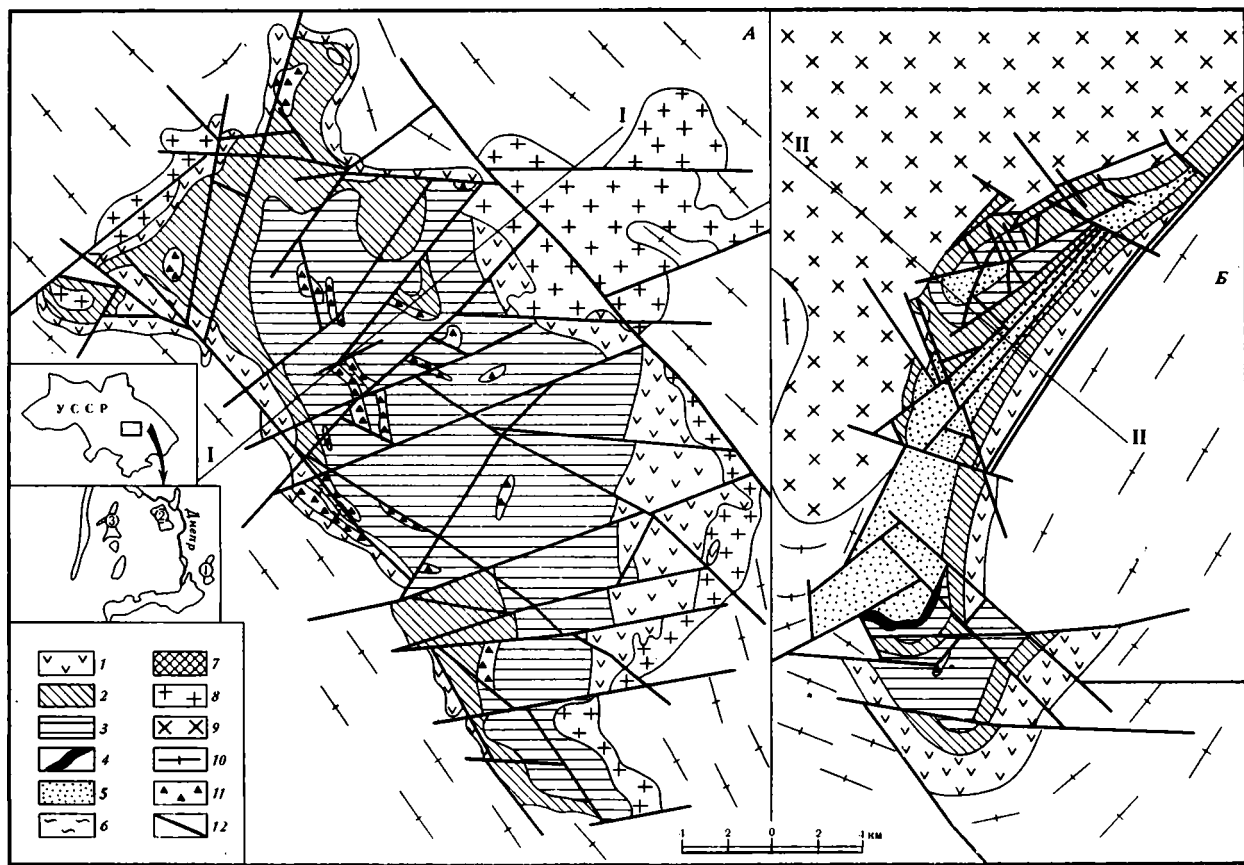


Рис. 1. Формационные схемы Сурского (А) и Конкского (Б) синклиналиев. На врезке (цифры в кружках): 1 — Конкский синклиналий; 2 — Сурский синклиналий; 3 — Верховцевский синклиналий. Формации: 1 — метаморфизованная коматит-толенитовая; 2 — джеспилит-метатолентовая; 3 — метаморфизованная андезит-дацит-толенитовая; 4 — метакоматитовая. Стратиграфические подразделения: 5 — нижнебелозерская подсвита; 6 — верхнебелозерская подсвита; 7 — среднебелозерская подсвита. Прочие обозначения: 8 — аллохтонные тоналиты; 9 — аллохтонные калиевые граниты; 10 — гранито гнейсы аульского фундамента; 11 — интрузии ультрабазитов; 12 — разрывные нарушения

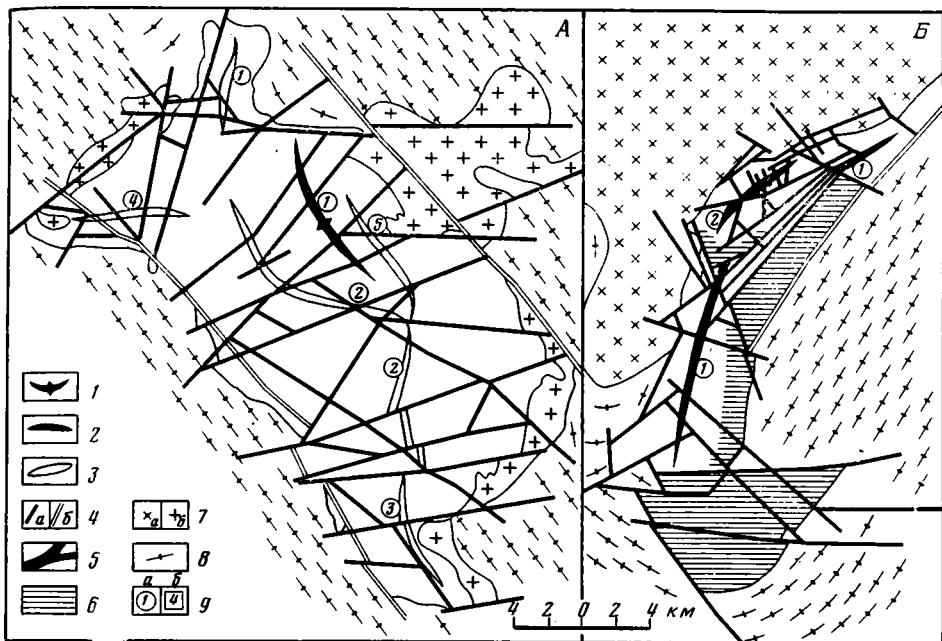


Рис. 2. Тектоническая схема Сурского (А) и Конкского (Б) синклиорий (Сурского и Конкского тектонотипов) (построена с использованием материалов В. Ф. Киктенко и И. А. Гаева). 1 — антиклинальные формы; 2 — синклиальные формы, выраженные в породах белозерского уровня; 3 — синклиальные формы, выраженные в породах конкского уровня; 4 — разрывные нарушения (а — второстепенные, б — основные); 5 — гранито-гнейсы аульского фундамента; 6 — массивы аллохтонных: а — калиевых гранитов, б — тоналитов; 7 — участки моноклиального залегания пород в разрезе (конкский уровень); 8 — ядерные части складок с треугольными замками (синклиальные узлы); 9 — основные складчатые формы (а) и разрывные нарушения (б).
Конкский синклиорий. Синклинали: 1 — Веселянская; 2 — Кирпотинская. Сурский синклиорий. Синклинали: 1 — Карнауховская, 2 — Сурско-Михайловская, 3 — Широковская, 4 — Правдинская, 5 — Ново-Николаевская. Антиклинали: 1 — Пашенная

объединить в две большие группы: соскладчатые и послескладчатые. Разломы первой группы обычно проявляются в виде зон расщепления, параллельных общей сланцеватости пород структуры. Амплитуду смещения по этим разломам установить, как правило, не удается, но по ряду признаков они могут быть отнесены к крутопадающим сбросам. Разломами такого рода интенсивно нарушены крылья всех описанных пликативных форм, причем густота сети этих разломов не позволяет продемонстрировать их на схемах.

Послескладчатые, или секущие, разломы, напротив, проявлены менее интенсивно и, как правило, достаточно легко фиксируются в современной структуре Конкского синклиория. По пространственной ориентировке эти разломы в основном относятся к диагональным. При этом разломы северо-восточного простирания обычно являются крутопадающими (до вертикальных) сбросами, тогда как разломы северо-западного простирания часто представлены сдвигами.

Несколько иным строением характеризуются зеленокаменные структуры, обладающие изометричными или прямоугольными формами в плане, с небольшими хвостобразными ответвлениями. Такими структурами являются Сурская, Чертомлыкская и Софиевская. Все эти синклиории по основным особенностям тектонического строения не являются линейными структурами. Им свойственны плавные, большого радиуса кривизны (до 6—8 км) центриклиальные замыкания основных синклиальных форм. Наиболее характерной и полно изученной из всех упомянутых является Сурская структура, на примере которой удобно рассмотреть особенности тектонического строения зеленокаменных структур всей этой группы (см. рис. 1, 2). В целом она представляет собой коры-

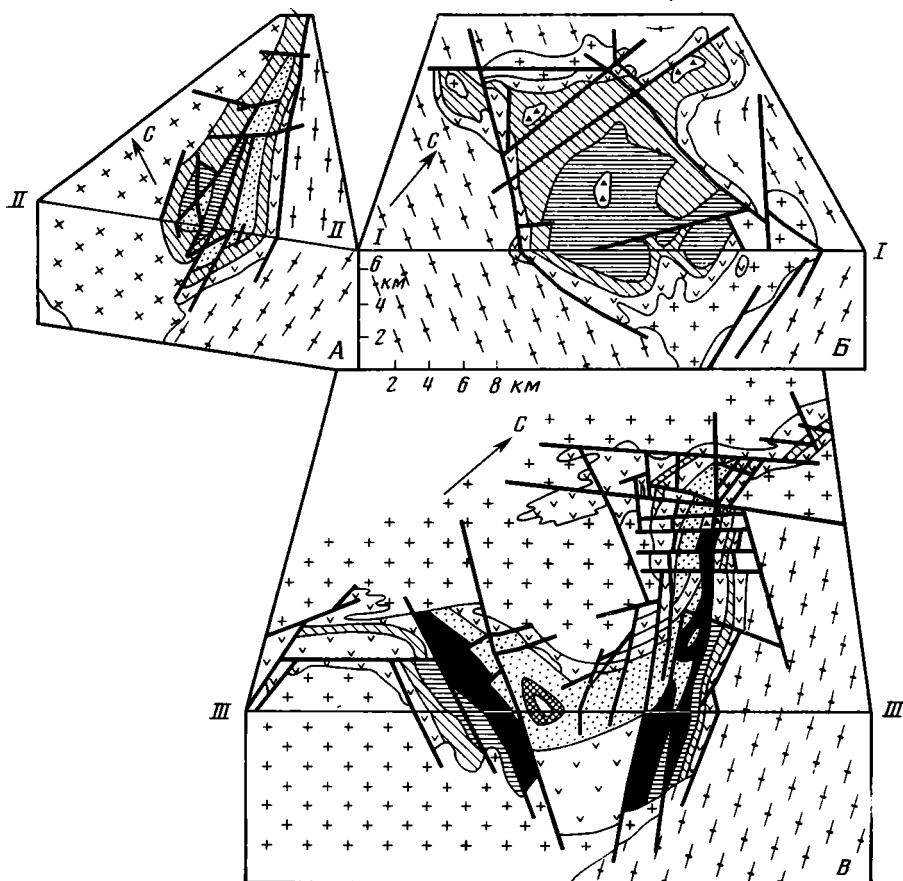


Рис. 3. Схематические блок-диаграммы Конкского (А), Сурского (Б) и Верховцевского (В) синклиориев. Условные обозначения см. на рис. 1

Римские цифры соответствуют линиям разрезов через конкретные синклиории, показанным на их формационных схемах (рис. 1 и 5)

тообразную структуру, ось которой простирается в северо-западном направлении. В ее строении участвуют только три формации конкской свиты, с неодинаковой полнотой выполняя различные части структуры. Так, мощная коматиит-толеитовая формация в юго-восточном борту синклиория занимает площадь, в несколько раз превосходящую таковую в юго-западном борту. И наоборот, джеспилит-толеитовая формация, пользуясь широким развитием в юго-западном борту, почти полностью отсутствует в северо-восточном и юго-восточном бортах. Основная синклиналиальная форма, протягиваясь почти вдоль всей Сурской структуры, в центральной части разветвляется на две синклиналии II порядка — юго-западную (Сурско-Михайловскую) и северо-восточную (Ново-Николаевскую), разделенные Пашенной антиклиналью (см. рис. 2 и 3).

Крылья синклиналии слагают коматиит-толеитовая и джеспилит-толеитовая, а ядерную часть — андезит-дацит-толеитовая формации. Углы падения слоев в крыльях этих складок достигают 70—75°. Судя по характеру их замыканий (в особенности периклинали Пашенной антиклинали), шарниры погружаются полого и складки приобретают линейные килевидные очертания (рис. 3). В северной и южной частях Сурского синклиория четко фиксируются «амебовидные» ответвления. Каждому из них соответствуют свои синклиналии: северо-западному — Правдинская, северному — Карнауховская и южному — Широковская (см. рис. 2). Все они представляют собой симметричные структуры, ядра ко-

торых выполнены джеспилит-толеитовой или же андезит-дацит-толеитовой формациями.

Таким образом, рассмотренной группе зеленокаменных структур свойственны изометричные формы, осложненные линейными килевидными складками. В отличие от строго линейного Конкского синклинория эти структуры в краевых частях обрамляются массивами аллохтонных тоналитов, протягивающихся в виде сплошной или прерывистой полосы вдоль границы с аульским фундаментом (см. рис. 1). Такие массивы закартированы в северной, восточной и южной частях Сурского синклинория, а также в северной и северо-восточной частях Чертомлыкского синклинория. Локализация перемещенных тоналитов в краевых частях описанных синклинориев в значительной степени усложняет саму форму в плане. Этому, по-видимому, обязано проявление в северо-западной части Сурской структуры двух «амебовидных» отростков и одного — в южной, выраженных складчатыми осложнениями единого Сурского синклинория.

Разломная тектоника Сурского синклинория существенно не отличается по своим особенностям от таковой Конкского синклинория. Известные здесь разломы также можно разделить на две крупные группы: со складчатые и послескладчатые разломы.

Будучи согласными сланцеватости, со складчатые разломы вслед за последней окаймляют куполообразные массивы тоналитов, что обуславливает их извилистую в плане конфигурацию. Послескладчатые разломы также относятся к диагональной системе дизъюнктивов, но, в отличие от Конкского синклинория, сдвиговый характер их проявлен менее четко, и, по всей вероятности, широким распространением среди них пользуются крутопадающие, до вертикальных, сбросы.

Значительным тектоническим своеобразием отличается Верховцевская зеленокаменная структура. Она характеризуется очень сложной амебовидной формой в плане с несколькими ответвлениями.

Располагающаяся на севере структуры Домотканская синклиналь сочленяется на юге с субмеридиональной Грановской синклинальной зоной, к которой с запада примыкает Вольнохуторская моноклираль (рис. 4). С юго-запада к Грановской зоне примыкает Западно-Тепловская синклинальная зона северо-западного простирания. На запад ее продолжает Алферовская синклиналь. На юге Верховцевской структуры фестончато сочленяются Адамовская, Базавлукская и Кудашевская синклинали.

Анализ формационной схемы (рис. 5) показывает отчетливо выраженную асимметрию в расположении на площади Верховцевской структуры вулканогенных формаций конкской свиты конкско-верховцевской серии. Полный формационный ряд характеризует восточный борт структуры и южную часть Алферовского участка. В западном борту повсеместно развита только коматитит-толеитовая формация, а джеспилит-толеитовая появляется только в ядрах небольших синклиналей (см. рис. 4, 5). Такая картина распределения формаций является следствием специфики тектонического строения всей структуры. Характерными особенностями ее тектоники являются существенные различия в строении складчатых структур конкского и белозерского стратиграфических уровней. В структурном отношении формации конкской свиты образуют либо крутопадающие на запад моноклинали, либо изоклиральные синклинальные складки, как бы вложенные в эти моноклинали. Расположение и ориентировка складчатых структур определялись главным образом контурами прорывающих конкскую свиту массивов тоналитов (Пятихатский, Демуринский, Вольнохуторской) и тремя важнейшими разрывными структурами: северо-западным Комиссаровским, меридиональным Центрально-Верховцевским и северо-восточным Щорско-Первозваневским разломами (см. рис. 4).

Наиболее крупной структурной формой, сложенной всеми формациями конкской свиты, является Грановско-Тепловская моноклираль северо-западного простирания, впервые выделенная А. А. Зайцевым в 1967 г.

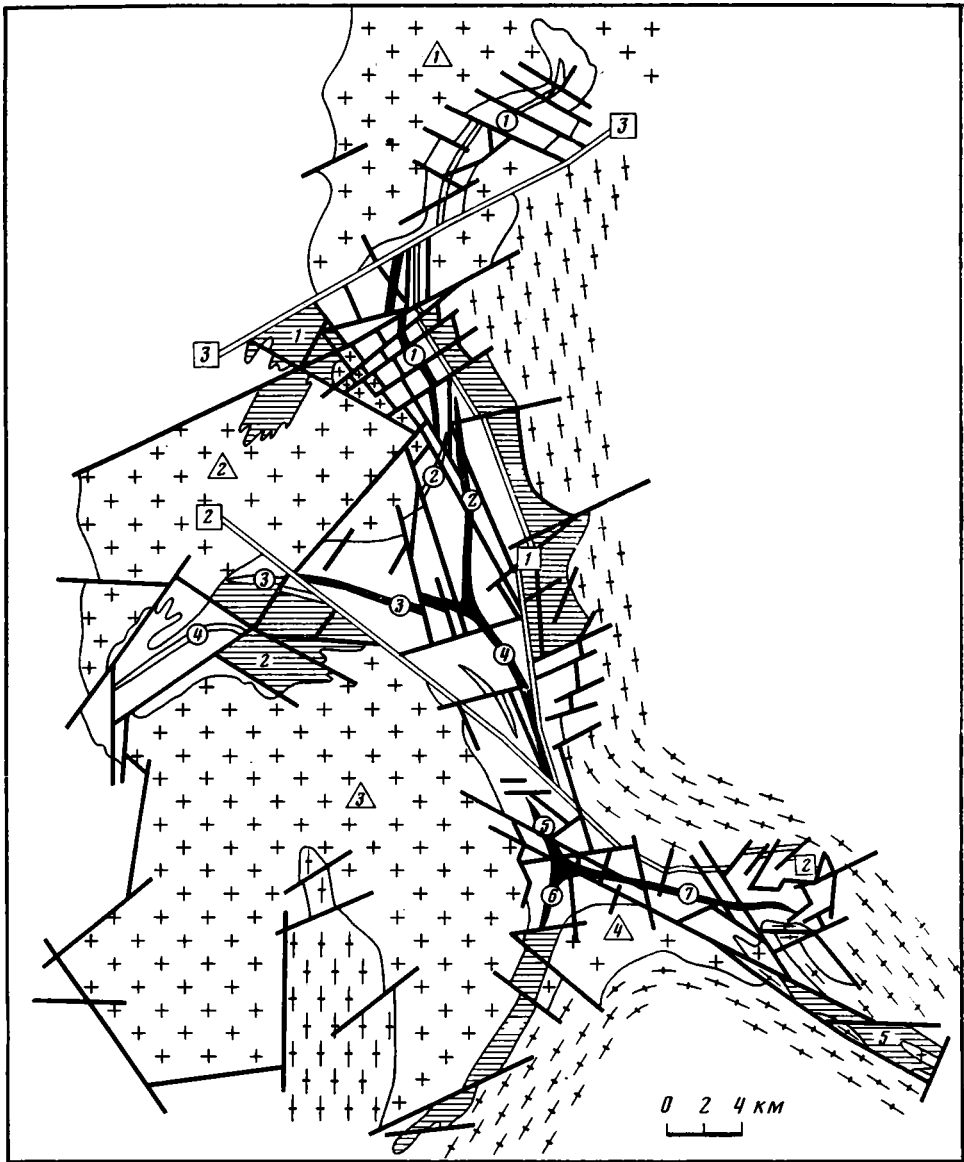


Рис. 4. Тектоническая схема Верховцевского синклиория. Составлена с использованием материалов А. А. Зайцева. Условные обозначения см. на рис. 2

Цифры в треугольниках — названия массивов тоналитов: 1 — Пятихатский, 2 — Вольнохуторской, 3 — Демуриный, 4 — Александропольский (Кудашевский). Синклинали, выраженные в породах конского уровня: 1 — Домотканская, 2 — Западно-Грановская, 3 — Алферовская, 4 — Западно-Алферовская. Синклинали, выраженные в породах белозерского уровня: 1 — Северо-Грановская, 2 — Грановская, 3 — Западно-Тепловская, 4 — Южно-Тепловская, 5 — Адамовская, 6 — Базавлукская, 7 — Кудашевская. Моноклинали: 1 — Вольнохуторская, 2 — Алферовская, 3 — Грановско-Тепловская, 4 — Базавлукская, 5 — Краснобалкинская. Основные разрывные нарушения (цифры в квадратах): 1 — Центрально-Верховцевский разлом, 2 — Комиссаровский разлом, 3 — Щорско-Первозваневский разлом

С запада Грановско-Тепловская моноклираль ограничена региональным Центрально-Верховцевским разломом, а на востоке она непосредственно граничит с гранито-гнейсами основания всего зеленокаменного комплекса (см. рис. 4). Эта моноклираль, слагающая большую часть восточного крыла Верховцевской структуры, круто погружается на запад под углом до $70-75^\circ$. Системой параллельных северо-восточных разломов моноклираль разделена на отдельные тектонические блоки, в пределах которых А. А. Зайцевым отмечались складки высоких порядков, а в юж-

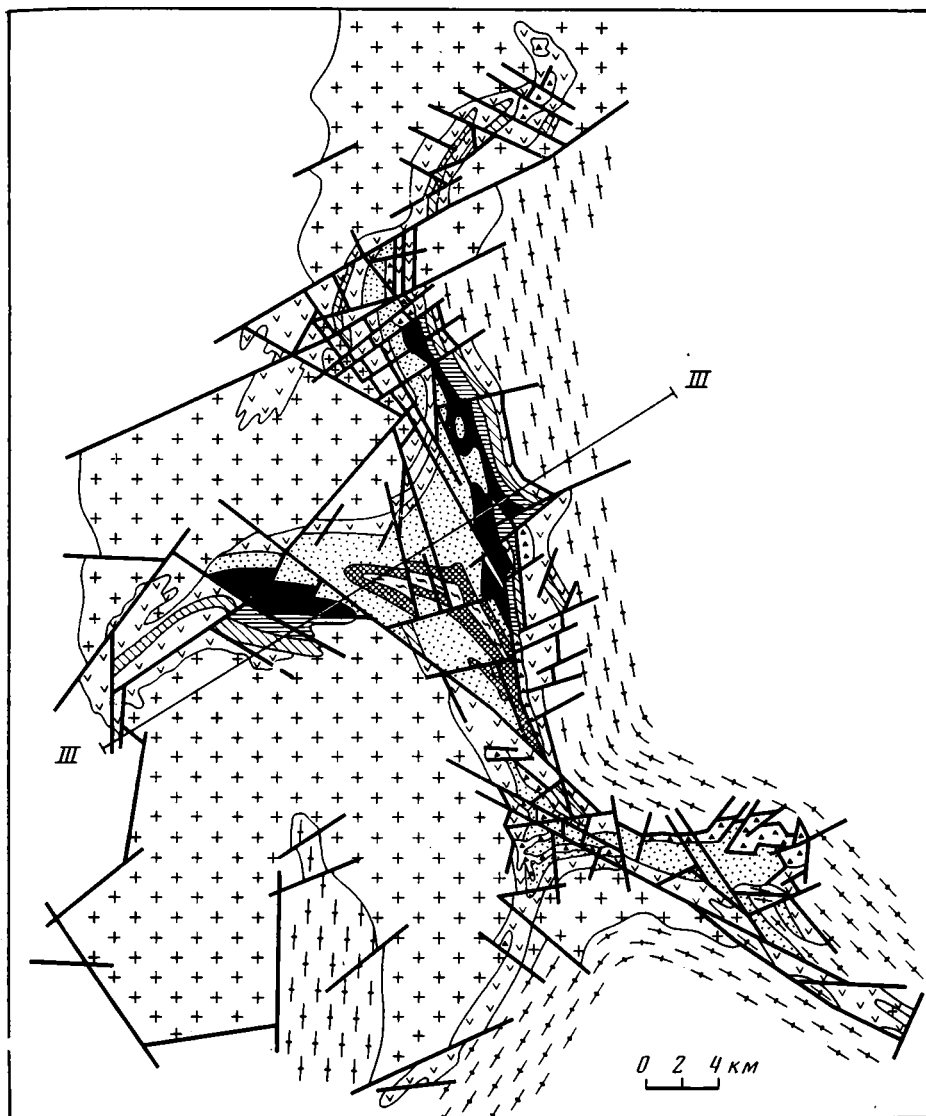


Рис. 5. Формационная схема Верховцевского синклиория. Условные обозначения см. на рис. 1

ной части моноклинали осложняется структурным носом, представляющим собой синклинальную складку с крутым погружением шарнира на запад.

Меньше по размеру моноклинали выделяются в западных и южных ответвлениях Верховцевской структуры (см. рис. 4). Алферовская моноклинали, вскрытая структурным профилем, сложена всеми формациями конкской свиты, простирающимися в широтном направлении с северными падениями пластов под углом $65-75^\circ$. Остальные моноклинали — Вольнохутурская, Базавлукская и Краснобалкинская — сложены только одной коматиит-толеитовой формацией и характеризуются крутым падением пластов в юго-восточном (первые две) и в северо-восточном направлениях (Краснобалкинская моноклинали).

На крайнем северном окончании Верховцевской структуры располагается Домотканская синклинали, имеющая изоклиальный характер. С юга она оборвана Комиссаровским разломом северо-восточного направления (см. рис. 4). Простираясь в северо-восточном направлении, Домотканская синклинали характеризуется несколько изогнутой конфи-

гурацией осевой линии и крутым (65—75°) падением слоев на крыльях на северо-запад. Осевая линия структуры прослеживается по центру полосы развития джеспилит-толеитовой формации, выполняющей ядро синклинали. Домотканская синклиналь обрамляется Пятихатским и Аксеновским массивами аллохтонных тоналитов, прорывающих конкскую свиту.

На крайнем западе Алферовской ветви располагается еще одна изоклиальная синклиналь — Западно-Алферовская, ось которой имеет дугообразную форму (выпуклость обращена на север). Ядро синклинали сложено породами джеспилит-толеитовой формации, а крылья — коматит-толеитовой формацией с крутым падением слоев. В восточном обрамлении Вольнохуторского массива в породах конкской свиты прослеживается Западно-Грановская синклиналь с серповидно изогнутой к юго-востоку осевой линией. Ядро синклинали сложено джеспилит-толеитовой формацией, а крылья — коматит-толеитовой. Системой разломов северо-западного простирания Западно-Грановская синклиналь разбита на блоки, ступенеобразно смещенные на запад. Синклиналь по своей морфологии близка к изоклиальной складке с западным направлением погружения крыльев под углом 75—80° на севере и под углом от 45 до 60° в центральной части.

Характерной особенностью складчатых форм в районах развития белозерской свиты являются структуры, описанные в свое время А. А. Зайцевым как ветвящиеся фестончатые синклинальные узлы. В пределах Верховцевской зеленокаменной структуры выделяются два отчетливо выраженных синклинальных узла. Наиболее крупный узел, Грановско-Тепловский, расположенный в центральной части структуры, образован на сочленении погружающихся шарниров трех синклиналей — Западно-Тепловской, Грановской и Южно-Тепловской. Этот узел по сути дела представляет собой складку с треугольным замком, конфигурация которого подерживается полосой развития средней подсвиты белозерской свиты (джеспилитовая кремнисто-сланцевая формация). Как показали Б. Е. Горман и др. [14], такие складки (triangular — buckling folds) являются следствием диапирового тектогенеза. Образуются они при инверсионном взаимодействии ремобилизованного гранито-гнейсового фундамента и зеленокаменных толщ в местах сопряжения трех аллохтонных массивов. Характерной особенностью таких зон является широкое развитие рассланцевания, параллельного поверхности контакта зеленокаменной толщи и тоналитового либо гранито-гнейсового массива. Как видно на тектонической схеме (см. рис. 4), в тех случаях, когда наблюдаются складки с треугольными замками (в частности, Верховцевская), всякая вогнутость в контурах этих структур оконтуривает массив тоналитов или в разной степени ремобилизованных гранито-гнейсов. С севера и юго-запада Грановско-Тепловская треугольная складка обрамляется Вольнохуторским и Демуриным тоналитовыми массивами, а с северо-востока — южной частью Криничанской куполообразной структуры, сложенной ремобилизованными гранито-гнейсами древнего аульского комплекса.

Наиболее хорошо выраженными структурами, сложенными белозерской свитой в полном объеме, является субширотная Западно-Тепловская синклиналь и продолжающая ее на юго-восток, но несколько смещенная по разлому Южно-Тепловская синклиналь (см. рис. 4). Ядра обеих структур сложены породами верхней подсвиты белозерской свиты, а крылья — образованиями нижней и средней подсвит. Примерно равная мощность средней подсвиты в крыльях описываемых структур, а также прекрасно выраженное на карте (см. рис. 5) западное центриклинальное замыкание Западно-Тепловской синклинали позволяют рассматривать их как симметричные структуры с близким к вертикальному положением осевых поверхностей (рис. 3). Крылья Южно-Тепловской синклинали крутые (75°), причем восточное ее крыло срезано Центрально-Верховцевским разломом. Шарниры складок погружаются навстречу друг другу (шарнир Западно-Тепловской синклинали обнаруживает

восток-юго-восточное погружение, а шарнир Южно-Тепловской синклинали — северо-западное). По данным А. А. Зайцева, юго-западное крыло Южно-Тепловской синклинали осложнено линейными складками более высоких порядков, вплоть до микроскладок. Не исключена возможность, что эти складчатые осложнения образовались в результате подвижек вдоль Щорско-Первозваневского разлома.

Грановская синклинали меридионального простирания является северным ответвлением от Грановско-Тепловского синклинали узла (см. рис. 4, 5). Ее ядро сложено породами белозерской свиты, а в бортах залегают формации конкской свиты, причем в западном крыле располагаются отложения нижних частей разреза свиты (коматиит-толеитовая формация), а в восточном — коматиитовая формация, венчающая разрез той же свиты. В обоих крыльях Грановской синклинали фиксируются осложняющие складки более высоких порядков. Особенно отчетливо складчатые осложнения проявлены в восточном крыле. Крылья Грановской синклинали круто падают под углами от 65 до 85°. Севернее Грановская синклинали кулисообразно сменяется субмеридиональной Северо-Грановской синклиналью, ядро которой сложено осадочными породами белозерской свиты. На севере она срезается Комиссаровским разломом. По данным А. А. Зайцева, эта структура опрокинута и оба крыла падают на запад под углами 65—75°.

Второй синклинали узел, Адамовско-Кудашевский, своей конфигурацией очень напоминающий складку с треугольным замком, находится на юге Верховцевской структуры. Он образован фестончатым сочленением Базавлукской, Адамовской и Кудашевской синклиналей (см. рис. 4). Адамовско-Кудашевский синклинали узел зажат с запада и юга Демуриным и Александропольским массивами тоналитов, а с востока — юго-западным выступом куполообразной Криничанской структуры. Ядра и крылья синклинали ответвлений этого узла сложены породами белозерской свиты.

Адамовская синклинали, по данным А. А. Зайцева, в своей северо-западной части опрокинута и имеет изоклиналильный характер с юго-западным падением крыльев под углами от 65 до 85°. Аналогичным образом устроена и Базавлукская синклинали, крылья которой под углами 50—75° падают на запад. Кудашевская синклинали характеризуется почти вертикальными крыльями (85—90°).

Не совсем ясным остается вопрос о том, насколько описанные складки белозерской свиты проявлены в породах конкской свиты. Белозерская свита, наращивая разрез зеленокаменного комплекса, залегают на разных частях разреза конкской свиты, что, по-видимому, свидетельствует о наличии и стратиграфического несогласия между конкской и белозерской свитами. В то же время рассмотрение характера структур конкского и белозерского уровней показывает отсутствие подобия между ними. Специфические крутопадающие моноклинали и узкие килевидные изоклиналильные складки характеризуют структурный рисунок конкского уровня. Структуры, сложенные отложениями белозерской свиты, представлены специфическими складками с треугольными замками, от которых отходят прямые, близкие к симметричным синклинали с хорошо выраженными центриклиналинными замыканиями.

В отличие от пликвативной дизъюнктивная тектоника Верховцевского синклинория принципиально не отличается от таковой Конкского и Сурского синклинориев. Необходимо, однако, отметить специфичность взаимоотношения соскладчатых разломов, осложняющих упомянутые выше складки с треугольными замками. Эти разломы в замках последних ограничивают своеобразные кривогранно-пирамидальные тектонические блоки. Последскладчатые разломы Верховцевской структуры в основной своей массе относятся к диагональным. При этом, в отличие от ранее рассмотренных случаев, сдвиговый характер присущ как северо-западным, так и северо-восточным разломам, что наиболее ярко проявляется в северной части синклинория. Кроме этих типов дизъюнктивов большим распространением пользуются вертикальные и крутопадающие сбросы.

Таким образом, рассмотренные выше примеры тектонического строения зеленокаменных структур Среднего Приднепровья дают в принципе полное представление о всем разнообразии тектонических типов всех развитых здесь зеленокаменных структур. Каждая (кроме Верховцевской) из рассмотренных выше структур имеет своих аналогов в Среднем Приднепровье, а в целом все описанные структуры имеют свои аналоги и в других гранито-зеленокаменных провинциях мира. Поэтому представляется возможным выделить три тектонотипа зеленокаменных структур, каждый из которых характеризуется своим набором признаков.

1. **Конкский тектонотип.** Характеризуется следующими признаками: а) линейно-вытянутая форма в плане; б) сочетание крутых моноклиналей, сложенных вулканогенными формациями низов разреза зеленокаменных поясов, наложенных на них линейных грабен-синклиналей, выполненных отложениями белозерской свиты, и пологих простых синклиналей, выраженных в отложениях конкской и белозерской свит; в) два порядка структур по величине: сами синклинории и осложняющие их синклинали; г) в обрамлении отсутствуют рвущие массивы тоналитов. К этому тектонотипу относятся зеленокаменные пояса (троги) Алдано-Витимского щита, многие пояса северо-запада Канадского щита.

2. **Сурский тектонотип.** Выделяется по следующим признакам: а) изометричная или близкая к ней форма в плане с небольшими единичными ответвлениями; б) осложняющие структуры представлены линейными, обычно асимметричными синклиналями, которые в случае виргации разделяются антиклиналями; в) структуры окаймляются сравнительно узкой зоной развития линейно вытянутых рвущих массивов тоналитов. К данному тектонотипу относятся Чертомлыкский и Софиевский синклинории в Среднем Приднепровье. К этому же типу относится, по-видимому, и зеленокаменный пояс Абитиби на Канадском щите.

3. **Верховцевский тектонотип.** Несет на себе следующие признаки: а) неправильная амебовидная форма в плане; б) две группы осложняющих структур, к первой из которых относятся структуры конкского уровня, а ко второй — структуры, сложенные отложениями белозерской свиты; в) на конкском уровне преобладают крутопадающие моноклинали с «вложенными» в них изоклиналими синклиналями; г) для белозерских структур характерны специфические синклинали (синклинальные узлы) с треугольными замками и синклинальными ответвлениями; д) в обрамлении располагаются крупные массивы тоналитов, во многом определяющие морфологию структур и значительно превосходящие их по величине. К этому тектонотипу относится большинство раннедокембрийских зеленокаменных структур. Это почти все пояса Родезийского, Каапваальского, Йилгарнского и Пилбарского кратонов, структуры провинции Супериор Канадского щита и Карело-Финского региона Балтийского щита. Важной разновидностью зеленокаменных структур этого типа, пока не известных в пределах Украинского щита, являются пояса с центральным тоналитовым ядром (ядрами).

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ТЕКТОГЕНЕЗА

К настоящему времени можно считать общепринятой точку зрения, согласно которой зеленокаменные пояса закладывались на гранито-гнейсовом фундаменте, основные особенности которого рассмотрены нами ранее [4]. Анализ всего приведенного выше фактического материала показывает, что различия морфологии и характера тектонической структуры выделяемых тектонотипов зеленокаменных структур во многом определяются степенью развития тоналитового интрузивного магматизма. Наибольшим развитием конформные массивы тоналитов пользуются по периферии Верховцевского тектонотипа, в меньшем объеме они развиты в Сурском тектонотипе и полностью отсутствуют в Конкском тектонотипе. В таком же порядке располагаются названные тектонотипы по мере

усложнения морфологии и внутреннего строения. Все это, естественно, наводит на мысль о важной структурообразующей роли тоналитового магматизма (тоналитового диапиризма — в понимании зарубежных геологов). Так, описанные выше складки с треугольными замками находятся в полном соответствии с «диапировой» моделью тектоники зеленокаменных поясов [14, 20].

Поскольку постконкские тоналиты только недавно стали выделяться в состав самостоятельного интрузивного комплекса, не исключена возможность, что в условиях слабой обнаженности Украинского щита они еще не везде откартированы. Особенно это касается южного и восточного обрамлений Верховцевской структуры. В то же время образование складчатых структур Конкского синклинория не выявляет видимой связи со становлением тоналитовых массивов. Весьма ограниченно такая связь проявлена и в структурах Сурского типа.

Таким образом, имеющиеся данные позволяют считать, что тектонику всех зеленокаменных структур нельзя объяснить с точки зрения какой-либо одной модели, например гранито-диапировой. По-видимому, каждому из выделенных структурных типов зеленокаменных поясов соответствует своя тектоническая модель.

Отмеченная связь тектоники с гранитоидами требует рассмотрения среднего и кислого магматизма зеленокаменных поясов в целом в связи с некоторыми вопросами петрологии. Первым заметным проявлением этого магматизма в истории зеленокаменных поясов Среднего Приднестровья является андезит-дацит-толеитовая формация. В разрезе она залегает выше джеспилит-толеитовой формации и сменяется коматитовой формацией. Иначе говоря, формирование андезит-дацит-толеитовой формации приходится на завершающие стадии эволюции магматизма зеленокаменных поясов, когда термический режим земной коры был весьма высок в связи с максимальным подъемом геотерм [1].

Генерация в этот период кислых и средних магм, способных изливаться на поверхность, согласно расчетам В. С. Шкодзинского [8], происходила при температуре 950° и более и давлении >15 кбар (~45 км). Очевидно, в этот же период на более высоких горизонтах земной коры началось формирование еще двух типов магм. На глубинах около 30 км (~10 кбар) начали формироваться гетерогенные по фазовому составу магмы, в которых содержание расплава могло достигать 100% [8]. Эти зародыши медленно поднимались к поверхности, эволюционируя от реоморфических (по В. С. Шкодзинскому) мигм до интрузивных магм. На еще более высоких горизонтах (15—30 км) начали формироваться магмы, которые в своем развитии не проходили стадии полного переплавления, т. е. не выходили из пределов поля расплав+твердые фазы [8] (рис. 6).

3 Геотектоника, № 5

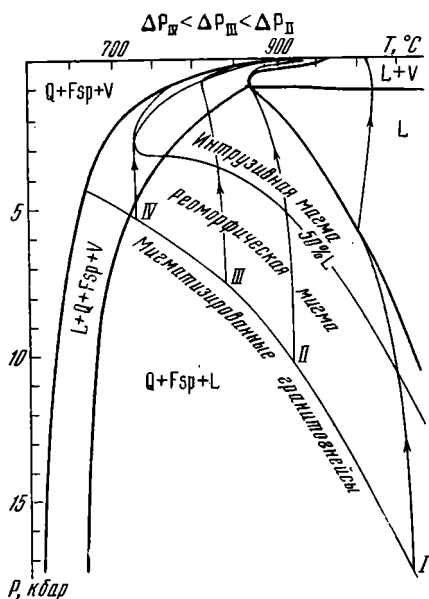


Рис. 6. P, T -диаграмма фазового состояния и эволюции гранитных магм (по В. С. Шкодзинскому [8] с упрощениями)

I — линия эволюции кислых эффузивов андезит-дацит-толеитовой формации; II — линия эволюции интрузивных гранитоидов, принимавших участие в формировании структуры Верховцевского (и частично Сурского) тектонотипа; III — линия эволюции гранитоидов, принимавших участие в формировании структуры Сурского тектонотипа; IV — линия эволюции гранито-гнейсов и мигматитов, формировавших структуру Конкского тектонотипа. Сокращения: Q — кварц, Fsp — полевошпат, L — расплав, V — флюид, ΔP — избыточное давление для каждого типа гранитоидов

Как указывалось выше, между конкской и белозерской свитами отчетливо фиксируется перерыв. Подобные соотношения нижней вулкано-генной и верхней осадочной частей разреза установлены в настоящее время во многих зеленокаменных поясах. Литологический состав белозерской свиты и ее аналогов (метапесчаники, метакогломераты, метаграувакки — турбидиты) показывает, что формирование ее было вызвано резким воздыманием территории вокруг зеленокаменных поясов в результате прогрессирующего процесса всплывания гранито-гнейсовых массивов. По-видимому, именно в этот период магмы, о которых шла речь выше, достигли довольно высокого гипсометрического корового уровня. Известно, что реакции плавления гранитоидов характеризуются заметным положительным объемным эффектом (ΔV). Поскольку расчеты В. С. Шкодзинского показывают, что в глубинных условиях содержание расплава не превышает 50% и главная масса процессов магомобразования приурочена к малым глубинам, естественно предположить, что именно здесь максимально реализуется объемный эффект реакций плавления. Очевидно, что при всплывании гранитоидных масс возникают избыточные напряжения, представляющие собой сумму давления всплывания (напора, P_h) и давления объемного эффекта (P_v ; $\Delta P_{\text{взб. общ.}} = \Delta P_h + \Delta P_v$). Так как поднимающаяся магма все более гомогенизируется за счет плавления твердых фаз под влиянием выделения тепла трения вязкого течения, распределение этих давлений приближается к гидростатическому. Поэтому при внедрении массива тоналитов он является носителем не только вертикальной, но и горизонтальной составляющих суммарного давления, которые реализуются в воздымании территории и тангенциальном сжатии зеленокаменных толщ соответственно.

Как можно видеть, предложенная схема позволяет понять механизм формирования структур Верховцевского типа. Основными носителями напряжений здесь выступают массивы тоналитов, формирующихся, согласно схеме В. С. Шкодзинского [8], в интервале глубин 0—30 км. Предложенный механизм во многом напоминает диапировую модель тектоники [11, 14—16, 20—22]. Однако если диапировая модель предполагает в качестве главного фактора тектогенеза инверсию плотностей, то изложенная схема базируется на учете активной динамической роли тоналитовых магм и доминировании этого фактора над инверсией плотностей, хотя последняя, безусловно, также имела место.

Механизм формирования структур Сурского и Конкского тектонотипов также можно понять, используя высказанные соображения. Сурская структура построена менее сложно, чем Верховцевская, из чего можно сделать вывод, что в ее образовании принимали участие, с одной стороны, перемещенные тоналитовые магмы, образующие линейно вытянутые тела по периферии структуры, а с другой — гетерогенные расплавно-твердофазные смеси (мигмы), зарождающиеся на глубине 15—30 км (5—10 кбар) при температурах 750—850°С и представленные в настоящее время широко развитыми в фундаменте структуры мигматитами с содержанием жильного материала 40—80%. Геологические наблюдения показывают, что тоналиты обычно прорывают мигматиты. Возможные причины этого будут изложены позже.

Конкский синклиниорий весьма прост в своем строении, из чего по аналогии можно заключить, что в образовании его структуры принимали участие еще более твердофазные гетерогенные смеси (30—60% расплава), зарождавшиеся на глубинах менее 10—15 км и температурах менее 750°С (см. рис. 6).

Предлагая изложенную схему, мы хотели бы особое внимание обратить на дифференцированность (т. е. вещественную неоднородность) вещества земной коры и условий его существования и эволюции. Проблема эта, к сожалению, не получила еще должного освещения в теоретических разработках. Между тем влияние этих факторов даже в данном конкретном случае ничуть не меньше, чем непосредственное воздействие тоналитовых магм и мигматитов. Именно эти факторы, по-видимому, и

определяют характер влияния гранитоидов на формирование структуры зеленокаменных поясов. Поясним это на ряде примеров.

Верховцевский синклиний обрамляют несколько крупных тоналитовых массивов. Особенности их внутреннего строения и взаимоотношения между собой и с зеленокаменным комплексом свидетельствуют в пользу того, что внедрение этих плутонов произошло независимо друг от друга, а не в виде единого батолита. Это могло быть вызвано латеральной дифференцированностью тугоплавкости субстрата, а в результате чего прирост расплава за единицу времени ($dV/d\tau$) мог иметь различное значение для двух соседних поднимающихся массивов. Это влекло за собой и различие в изменении вязкости ($d\eta/d\tau$) этих массивов, что в конечном итоге отражалось на скорости их всплытия ($dV/d\tau = k_1(d\eta/d\tau) = k_2(dH/d\tau)$, где k_1 и k_2 — коэффициенты пропорциональности). Другое объяснение такого факта — различная глубина зарождения мигм. В любом случае создавались условия для независимого, но близкосопряженного всплытия плутонов. В результате на сочленении двух или трех плутонов формировались так называемые «вложенные» складки [10] или складки с треугольными замками [14]. Этими формами, однако, не исчерпывается все многообразие «гранитоидной» тектоники. Прекрасный тому пример — Верховцевский структурный тип, характеризующийся широким развитием крутопадающих моноклиналей. При дифференцированном движении гранитоидных плутонов возможно опережающее движение одного из них. В этом случае горизонтальная составляющая его давления будет превышать противодействующее давление соседнего плутона и запрокидывать зеленокаменную толщу в сторону этого последнего.

Типичные тоналиты не характерны для Конкского синклиория. Известный здесь Мокромосковский массив гранитов сложен двуполовошпатовыми разностями, а кроме того, имеет гораздо более молодой возраст (2700 млн. лет), чем породы Конкской структуры (3000—3500 млн. лет [5]). Отсутствие тоналитов сказывается на четко проявленной здесь линейности и простоте строения. Мигма с содержанием твердых фаз более 50% имеет вязкость, которую можно обозначить η_1 . Интрузивная же магма, содержащая более 50% расплава, имеет вязкость η_2 . Очевидно, что $\eta_1 > \eta_2$. Из этого следует, что если в магме в силу изложенных выше причин может быть заметно проявлено дифференцированное движение отдельных частей ее объема (т. е. конвекция), то в мигме такое движение затруднено, т. е. по сравнению с магмой мигма в своем движении ведет себя как более плотное («твердое») тело. Иначе говоря, значительный объем мигмы может быть сопоставлен с отдельным тектоническим блоком, который по всей своей массе оказывал сходное влияние на зеленокаменную толщу Конкского синклиория. Таким образом, в качестве диапиров могли выступать как собственно магматические тоналиты, так и в различной степени гранитизированные блоки гнейсового фундамента зеленокаменных поясов, как это было в свое время показано У. К. Файсоном и др. [12, 13] на примере Канадского щита. Такого рода диапиры могут быть названы «блок-диапирами», и их геологическая позиция, на которой неоднократно акцентировал внимание Н. В. Горлов [2, 3], вполне укладывается в диапировую схему тектоники зеленокаменных поясов.

Таким образом, с изложенных позиций ясно, что три выделенных тектонотипа составляют единый генетический ряд. Крайними членами этого ряда являются Конкский и Верховцевский тектонотипы, промежуточным — Сурский. В то же время для каждого из этих типов характерен свой механизм формирования структуры.

В последнее время в ряде зеленокаменных структур детальными структурными исследованиями установлено, что после окончания диапировой стадии развития зеленокаменные пояса подверглись региональному сжатию, выразившемуся в развитии проникающей сланцеватости, ориентировка которой выдерживается на всей площади поясов [12, 13, 17]. Вполне возможно, что аналогичным образом протекала и эволюция

Среднеприднепровского комплекса зеленокаменных структур. Однако степень их обнаженности, определяющая состояние детальных структурных работ, не позволяет в настоящее время однозначно это утверждать.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Рассмотренные особенности тектонического строения зеленокаменных структур Среднего Приднепровья дали возможность выделить три тектонотипа этих специфических докембрийских образований. Как оказалось, структурные особенности зеленокаменных поясов не могут являться основанием для отнесения этих структур к рангу какого-либо из известных ныне геотектонических элементов — для этого они достаточно специфичны. Ранее мы отмечали, что формационный состав зеленокаменных поясов также не похож на формационный состав какого-либо геотектонического элемента Земли [6]. Таким образом, зеленокаменные пояса представляют собой совершенно особые геотектонические структуры нижнего докембрия, параллелизация которых с геосинклиналями, рифтами, островными дугами и т. д. мало вероятна. Именно структурно-вещественная специфика зеленокаменных поясов является причиной затянувшейся дискуссии об их происхождении и геотектоническом положении. Завершение этой дискуссии возможно только на основе тщательного изучения фактического материала и исключения каких-либо надуманных и априорных положений.

Литература

1. *Барагар В. Р. А., Макглинн Дж. К.* Раннеархейский фундамент на Канадском щите.— В кн.: Проблемы геологии раннего докембрия. Л.: Наука, 1977, с. 153—177.
2. *Горлов Н. В.* Геотектоническая основа к металлогеническим построениям в архейских гранит-зеленокаменных областях.— В кн.: Проблемы металлогении докембрия. Л.: Наука, 1978, с. 211—215.
3. *Горлов Н. В.* Особенности изучения гранит-зеленокаменных областей.— В кн.: Геологическая съемка сложно дислоцированных комплексов. Л.: Недра, 1980, с. 126—144.
4. *Лазько Е. М., Сиворонов А. А., Бобров А. Б.* Проблема тоналитового слоя в гранито-зеленокаменных областях.— Изв. АН СССР, 1982, Сер. геол., № 9, с. 5—15.
5. *Семененко Н. П., Бойко В. Л., Орса В. И., Ладиева В. Д., Яроцук Э. А., Бартницкий Е. Н., Полегаева Л. Н.* Датирование процессов метаморфизма и магматизма докембрия Среднего Приднепровья Украинского щита.— Геол. журн., 1977, т. 31, № 2, с. 3—22.
6. *Сиворонов А. А., Берзенин Б. З., Малюк Б. И., Бобров А. Б., Воронова С. Г.* Метаморфизованные вулканогенные формации раннедокембрийских зеленокаменных поясов Украинского щита. Ст. I. Строение и состав.— Геол. журн., 1981, т. 41, № 5, с. 20—28.
7. *Синицын А. В.* Ревизия геотектонических концепций возникновения докембрийских зеленокаменных поясов.— Геотектоника, 1979, № 6, с. 3—19.
8. *Шкодзинский В. С.* Эволюция фазового состава и генезис гранитной магмы.— Геохимия, 1981, № 2, с. 45—62.
9. *Anhaeusser C. R.* Precambrian tectonic environments.— Ann. Rev. Earth Planet. Sci., 1975, № 3, p. 31—53.
10. *Anhaeusser C. R.* The geology of the Sheba Hills area of the Barberton Mountain land.— Trans. Geol. Soc. S. Afr., 1969, v. 79, p. 253—280.
11. *Fyfe W. S.* Archean tectonics.— Nature, 1974, v. 249, p. 338.
12. *Fyson W. K., Frith R. A.* Regional deformation and emplacement of granitoid plutons in the Hackett River greenstone belt, Slave Province, N. W. T.— Can. J. Earth Sci., 1979, v. 16, p. 1187—1195.
13. *Fyson W. K., Herd R. K., Ermanovics I. F.* Diapiric structures and regional compression in an Archean greenstone belt, Island Lake, Manitoba.— Can. J. Earth Sci., 1978, v. 15, p. 1817—1825.
14. *Gorman B. E., Pierce T. H., Birkett T. C.* On the structure of Archean greenstone belts.— Precambrian Res., 1978, v. 6, p. 23—41.
15. *Marechal J.-C., West G. F.* A model for Archean tectonism, Pt. 2. Numerical models of vertical tectonism in greenstone belts.— Can. J. Earth Sci., 1980, v. 17 p. 60—71.
16. *Park R. G.* Archean tectonics.— Geol. Rdsch. 1982, v. 71, № 1, p. 22—37.

17. *Park R. G., Ermanovics I. F.* Tectonic evolution of two greenstone belts from the Superior Province in Manitoba.— *Can. J. Earth Sci.*, 1978, v. 15, p. 1808—1816.
18. *Platt J. R., Allchurch P. D., Rutland R. W. R.* Archaean tectonics in the Agnew supracrustal belt, Western Australia.— *Precambrian Res.*, 1978, v. 7, p. 3—30.
19. *Platt J. P.* Archaean greenstone belts: a structural test of tectonic hypothesis.— *Tectonophysics*, 1980, v. 65, p. 127—150.
20. *Schwerdtner W. M.* Salt stocks as natural analogues of Archaean gneiss diapirs.— *Geol. Rdsch.*, 1982, v. 71, № 1, p. 370—379.
21. *Schwerdtner W. M., Stone D., Osadetz K. et al.* Granitoid complexes and the Archaean tectonic record in the southern part of northwestern Ontario.— *Can. J. Earth Sci.*, 1979, v. 16, p. 1965—1977.
22. *Wilson J. F.* The Rhodesian Archaean craton — an essay in crustal evolution.— *Philos. Trans. Roy. Soc. London*, 1973, A273, p. 389—411.

Львовский государственный
университет

Поступила в редакцию
13.XI.1981

УДК 551.242.5 + 553.98 (470.13 + 470.111)

БОРИСОВ А. В.

ТЕКТОНИКА И НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ ИЖМА-ПЕЧОРСКОГО МЕГАБЛОКА ТИМАНО-ПЕЧОРСКОЙ ПЛИТЫ

Рассмотрены особенности тектоники, время образования и нефтегазоносность крупных структур среднедевонско-триасового этажа Ижма-Печорского мегаблока Тимано-Печорской эпибайкальской плиты. На основе детального анализа структурных поверхностей главных нефтегазоносных комплексов установлен ряд новых тектонических элементов и уточнено современное положение западной границы Предуральского краевого прогиба. Представлено тектоническое районирование мегаблока. Показана закономерная приуроченность месторождений нефти и газа к Верхнепечорской депрессии, являвшейся в орогенный и последующие этапы развития главной областью генерации углеводородов, к Омра-Тэбукскому полусводу и Ираиоль-Лыжской седловине. Предложенная схема тектоники может быть положена в основу нефтегазогеологического районирования и дает возможность более направленно планировать проведение дальнейших поисковых работ.

В тектоническом отношении территория, расположенная между Тиманом и Уралом, входит в состав области с байкальским возрастом фундамента и обычно рассматривается в качестве отдельной Тимано-Печорской (Печорской) плиты Восточно-Европейской платформы. В ее пределах прослеживаются три отчетливые поверхности регионального несогласия: предордовикская (?), предсреднедевонская и предсреднеюрская, которые ограничивают байкальский, каледонский, герцинский и альпийский структурные комплексы. Байкальский комплекс, представленный метаморфизованными сланцами и эффузивно-интрузивными породами, обособляется в нижний структурный надэтаж (фундамент), а каледонский (ордовикско(?) -нижнедевонский), герцинский (среднедевонско-нижнетриасовый) и альпийский (среднеюрско-нижнемеловой) комплексы, сложенные осадочными породами, образуют самостоятельные структурные этажи, слагающие верхний платформенный надэтаж плиты. Венчающие осадочный чехол весьма широко развитые по площади, но маломощные (в среднем около 100 м) отложения, стратиграфия которых дискусионна, выделяются рядом исследователей дополнительно либо в неоген-четвертичный [10], либо в верхнеплиоценово-четвертичный этаж [6].

Тектоника байкальского и ордовикско(?) -нижнедевонского комплексов изучена слабо. Имеющиеся данные магнитометрии, гравиметрии, разрозненные материалы сейсморазведки и бурения дают только самые общие и не всегда однозначно трактуемые сведения о структуре этих подразделений. Среднеюрско-нижнемеловые и вышезалегающие образования в пределах континентальной части провинции не содержат промышленных скоплений нефти и газа. Поэтому основное внимание в статье уделено строению среднедевонско-нижнетриасового этажа, в породах которого сосредоточены практически все (98%) выявленные ресурсы нефти и газа Тимано-Печорского региона. Кроме того, в отличие от других структурных комплексов осадочного чехла отложения данного этажа развиты на всей территории плиты и наиболее полно отображают основные черты ее тектоники.

Объектом исследования являлась обширная территория (250 × 900 км), расположенная между Тиманом и Печоро-Кожвинским мегаблоком и известная в литературе под названием Ижма-Печорского мегаблока [6], или Ижма-Печорской мегавпадины [13].

До последнего времени преобладало представление, что в строении мегаблока участвуют всего две крупные, притом отрицательные структуры первого порядка: Ижма-Печорская впадина (синеклиза), относимая к платформе, и Верхнепечорская впадина, включаемая в состав краевого прогиба [7]. Причем подразумевалось, что первая из них посредством флексуры, выявленной сейсморазведкой к востоку от Пашнинско-Исаковской цепочки структур, непосредственно переходит во вторую. На юге, где слои монотонно погружаются к востоку и отсутствует четко выраженная флексура, граница двух впадин проводилась исследователями вслед за В. И. Богацким [1] по западному контуру области развития галогенной формации кунгурского возраста.

Изучение тектоники и истории развития территории, выполненное с привлечением помимо традиционных геолого-геофизических материалов данных дистанционных методов исследования, позволило выявить более сложный, чем предполагалось ранее, характер строения этой части плиты, пересмотреть современное положение западной границы Предуралья прогиба и наметить ряд новых крупных тектонических элементов.

Необходимость выделения новых тектонических элементов первоначально была установлена при анализе структурных карт по основным маркирующим поверхностям среднедевонско-нижнетриасового этажа: кровле карбонатных пород нижней перми и подошве доманиковского горизонта, которые отображают морфологию кровли главных нефтегазоносных комплексов провинции, а именно карбонатного верхневизейско-нижнепермского и терригенного среднедевонско-нижнефранского. В них сосредоточено 95% выявленных запасов углеводородов. Анализ истории развития региона, материалы по структуре поверхности фундамента и орогенного комплекса пород, несмотря на их фрагментарность, и данные дистанционных методов исследования подтвердили правомерность сделанных выводов.

СТРОЕНИЕ КРУПНЫХ СТРУКТУР И ВРЕМЯ ИХ ОБРАЗОВАНИЯ

При анализе структурных карт подошвы доманиковского горизонта и кровли карбонатных пород нижней перми обратила на себя внимание конфигурация изогипс в районах, прилегающих к Тиману. Они отчетливо отображают два крупных незамкнутых тектонических элемента типа «структурный нос» по изогипсе —800 м (рис. 1). Наиболее изучен среди них южный. На земной поверхности он выражен выходом карбонатных отложений среднекаменноугольно-раннепермского возраста в поле терригенных пермских пород. По нижезалегающим горизонтам осадочного чехла и по поверхности фундамента здесь также выявляется самая высокая часть южного выступа, к северу, востоку и юго-востоку от которой наблюдается моноклиальное погружение всех маркирующих горизонтов и подчинение ориентации изогипс контуру выхода на поверхность карбонатных пород. Такая конфигурация сохраняется до изогипсы —830 м на карте, составленной по кровле карбонатных пород нижней перми, до —2000 м — по подошве доманиковского горизонта и до —3200 м — по поверхности фундамента. В этих границах размеры данного полузамкнутого элемента составляют 80×280 км. Амплитуда его с глубиной увеличивается от 1000 м по нижнепермским отложениям до 1700 м по поверхности фундамента. В соответствии с «Решением совещания по классификации платформенных структур» [9] он отнесен к структурам первого порядка и назван Омра-Тэбукским полусводом. От Тимана полусвод отделен крупным Ижемским «флексурос-сбросом», по которому он опущен на 100—150 м. Платообразная вершина полусвода с развитыми на ней многочисленными небольшими по размерам и амплитуде поднятиями, нередко разбитыми разнонаправленными малоамплитудными (5—10 м) нарушениями, непосредственно примыкает к Тиману. Полусвод имеет три склона: северный, северо-восточный и юго-восточный. Юго-восточный и северный склоны более пологие по сравнению с

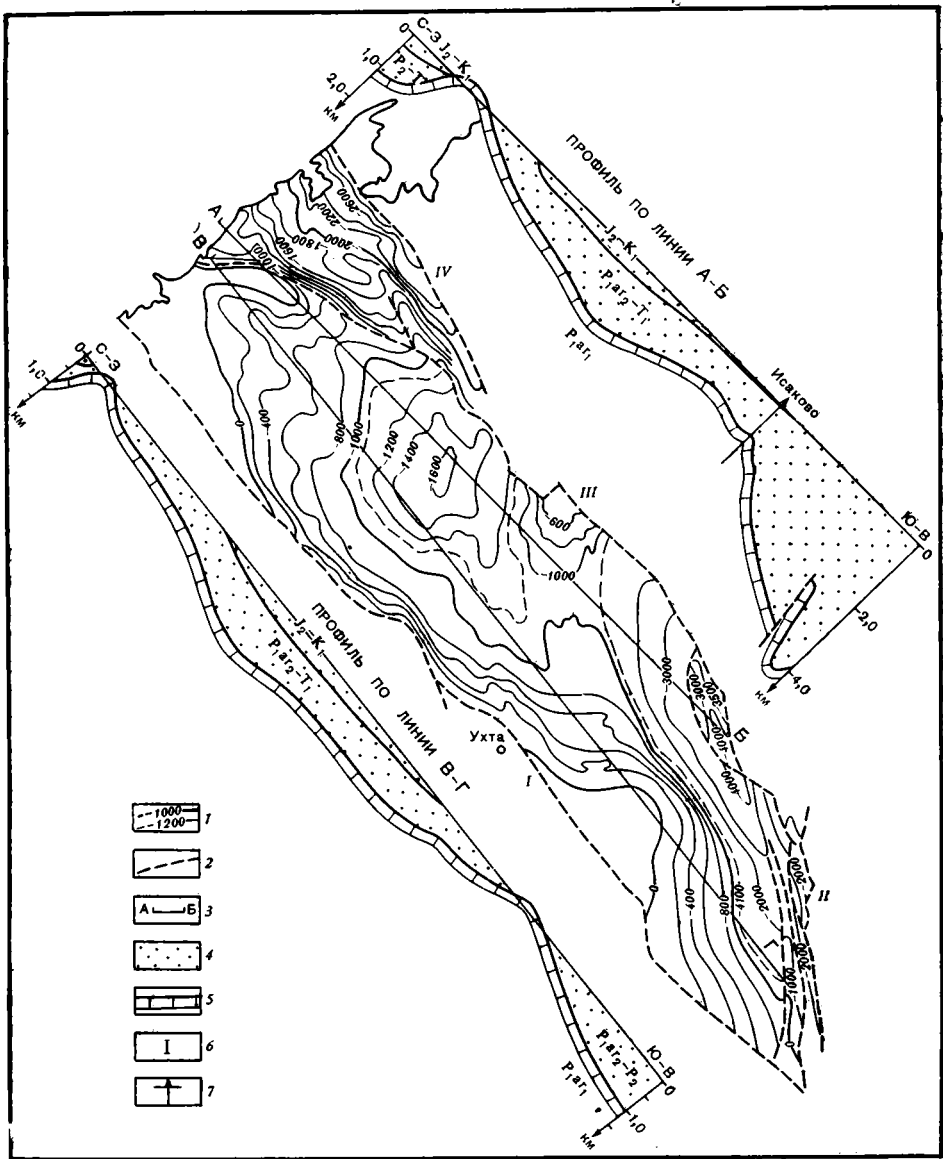


Рис. Структурная карта кровли карбонатных пород нижней перми юго-западной части Тимано-Печорской плиты и тектонические профили

1 — изогипсы; 2 — разрывные нарушения, по Н. Д. Матвиевской [8], В. С. Журавлеву [6]; 3 — линии тектонических профилей; 4 — терригенные отложения; 5 — карбонатные отложения; 6 — тектонические элементы, ограничивающие район исследования: I — Тиман, II — западный склон Урала; III — Печоро-Кожвинский мегавал; IV — Шапкина-Юрьяхинский вал; 7 — скважины

северо-восточным и осложнены первый — одной, а второй — двумя структурными террасами, к которым приурочен ряд антиклинальных поднятий (рис. 1, 2).

Начало формирования Омра-Тэбукского полусвода в качестве самостоятельной крупной структуры относится к позднеартинско-раннетриасовому этапу тектонической эволюции, к концу которого, как показали палеотектонические реконструкции, четко обозначились юго-восточный и северо-восточный его склоны и частично намечился северный склон. Последовавшие затем средне-поздетриасовые восходящие движения привели к отделению полусвода по Ижемской системе разломов от более интенсивно воздымавшегося Тимана [4]. Оформление последнего,

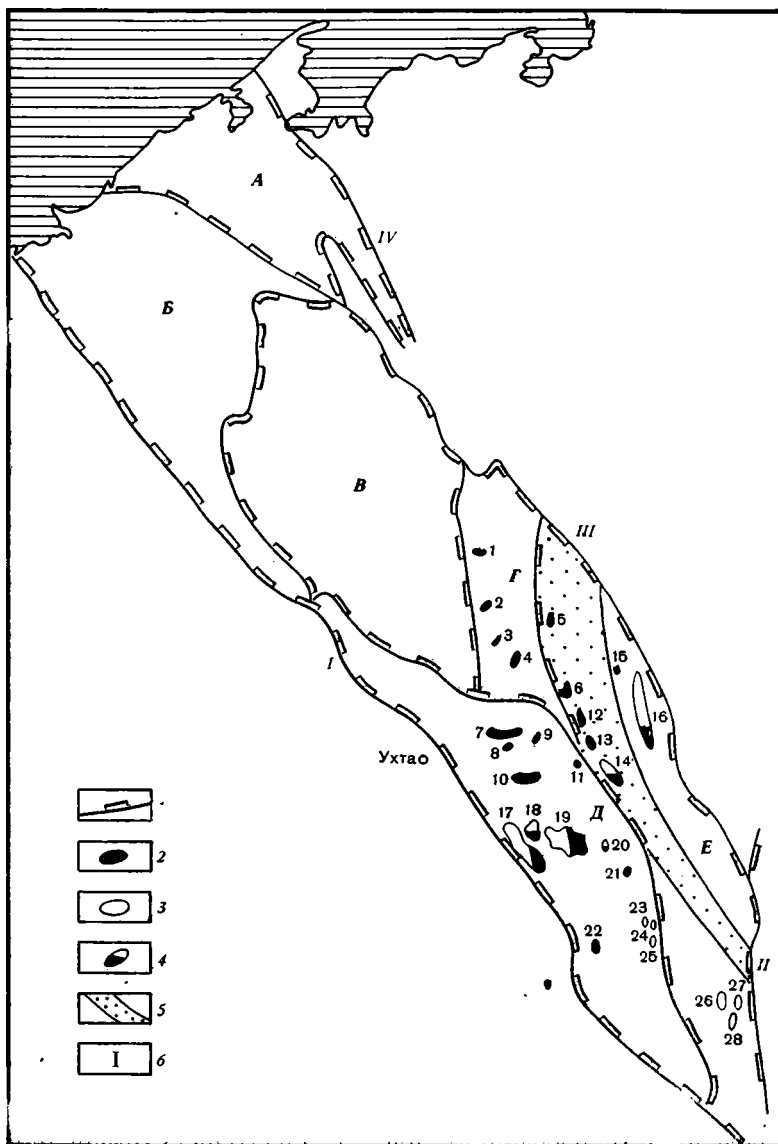


Рис. 2. Схема тектонического районирования юго-западной части Тимано-Печорской плиты

I — контуры тектонических элементов первого порядка: *A* — Малоземельско-Колгуевская впадина, *Б* — Тобышский полуостров (выступ), *В* — Ижма-Печорская впадина, *Г* — Ираиоль-Лыжская седловина, *Д* — Омра-Тэбукский полуостров (выступ), *Е* — Верхнепечорская депрессия; 2—4 — месторождения: 2 — нефтяные; 3 — газовые; 4 — газонефтяные и нефтегазовые (1 — Лузское, 2 — Сотчемьюское, 3 — Ираиольское, 4 — Лемьюское, 5 — Исаковское, 6 — Мичаюское, 7 — Западно-Тэбукское, 8 — Южно-Тэбукское, 9 — Вельюское, 10 — Джьерское, 11 — Ленавожское, 12 — Северо-Савиноборское, 13 — Восточно-Савиноборское, 14 — Пашнинское, 15 — Козлаюское, 16 — Вуктыльское, 17 — Нибельское, 18 — Верхнеомринское, 19 — Нижнеомринское, 20 — Троицко-Печорское, 21 — Ягтыдинское, 22 — Северо-Мылвинское, 23 — Джебольское, 24 — Восточно-Пальюское, 25 — Прилукское, 26 — Рассохинское, 27 — Пачгинское, 28 — Курнинское); 5 — Ил'ич-Чикшинская зона гравитационных максимумов (одноименная система разломов фундамента); 6 — тектонические элементы, ограничивающие район исследования: *I* — Тиман, *II* — западный склон Урала, *III* — Печоро-Кожвинский мегавал, *IV* — Шапкина-Юрьяхинский вал

северного склона произошло в среднеюрско-раннемеловой этап развития региона.

К северным границам Омра-Тэбукского полусвода примыкает субмеридионально ориентированный Лемью-Ираиольский выступ, отчетливо выраженный на картах, составленных по кровле карбонатных пород нижней перми (см. рис. 1) и доманикового горизонта. Он оконтуривается изогипсами —1000 м (нижняя пермь) и —2050 м (доманик). Для него характерно пологое, почти горизонтальное залегание слоев ($0^{\circ}7'$). Центральная часть выступа осложнена мелкими, слабо выраженными антиклинальными структурами (Лемьюская и др.), амплитуда которых, как правило, не превышает 10—20 м.

К северу от Лемью-Ираиольского выступа, отделяясь неглубокой (около 50 м) перемычкой, расположен Лыжско-Лузский выступ. Он оконтуривается изогипсами —1000 м (нижняя пермь) и —2050 м (доманиковый горизонт). Лыжско-Лузский выступ наклонен к югу и по отношению к Лемью-Ираиольскому является встречным. Несмотря на наличие в его пределах двух субширотно ориентированных Лузской и Верхнелыжской структур, простирающие близко к субмеридиональному.

Оба выступа вместе с сочленяющей их перемычкой занимают наиболее высокое гипсометрическое положение между Ижма-Печорской платформенной впадиной и Верхнепечорской депрессией Предуралья Краевого прогиба и объединены в единый тектонический элемент, названный Ираиоль-Лыжской седловиной. Размеры седловины составляют 50×160 км, и согласно [9] она отнесена к структурам первого порядка. Обособление седловины в качестве самостоятельного тектонического элемента произведено на основе анализа истории ее развития. Возникнув в среднеюрско-раннемеловой этап как тектонически пассивная форма, в последующем она развивалась как обособленный тектонический элемент. Особенно наглядно это видно в современном рельефе земли и на карте новейшей тектоники [10]. Кроме того, по поверхности фундамента под Ираиоль-Лыжской седловиной отчетливо проступает совпадающая с ней в плане замкнутая положительная структура с амплитудой порядка 200 м.

Шарнир седловины простирается в субмеридиональном направлении. К западу от него слои погружаются в Ижма-Печорскую впадину, и востоку — в Верхнепечорскую депрессию. На восточном погружении гипсометрически ниже шарнира седловины расположена цепочка локальных поднятий, объединяемых обычно в Мичаю-Пашнинскую антиклинальную зону [8], Мичаю-Савинборский вал [10] или Илычско-Малоземельское поднятие [12]. Строение структур детально описано в работах многих исследователей [8 и др.]. Отметим только, что для всех них (за исключением Мичаюской, см. рис. 2) характерно субмеридиональное простираение и более крутые западные крылья. Они не имеют общего цоколя и ограничены с востока региональным падением слоев. В плане цепочка структур рисуется в виде выгнутой к западу дуги и в общих чертах повторяет конфигурацию Илыч-Чикшинской системы разломов, западное ограничение которой (см. рис. 2) трассируется по гравиметрической ступени, соответствующей переходу от Илыч-Чикшинской зоны положительных значений изоаномал к полю отрицательных их величин.

Непосредственно к востоку от рассматриваемых структур большинством исследователей [7] в настоящее время проводится граница между Ижма-Печорской впадиной и Верхнепечорской депрессией. Предлагается пересмотреть положение этой границы исходя из следующих соображений. В соответствии с морфологическими критериями при наличии двух смежных соприкасающихся между собой структур одного знака границу между ними необходимо проводить либо по линии смыкания смежных крыльев, либо выделять отдельный разделяющий (сочленяющий) их элемент [9]. Проведение современной границы между Ижма-Печорской впадиной и Верхнепечорской депрессией так, как это делается сейчас [7 и др.], противоречит данным критериям, так как в этом варианте она в гипсометрическом отношении трассируется ниже

линии смыкания крыльев двух отрицательных форм, которая совпадает с шарниром Ираиоль-Лыжской седловины.

«Гравиметрическая» ступень, по которой проводится граница Илыч-Чикшинской системы разломов, трассируется к западу от цепочки положительных структур и, проходя вдоль границы Ираиоль-Лыжской седловины, пересекает центральную часть Верхнепечорской депрессии в направлении с северо-запада на юго-восток (см. рис. 2). Генетическая связь локальных структур с этой системой никем из исследователей не оспаривается. Поэтому представляется логичным, соблюдая принцип единства, отнести все структуры, приуроченные к Илыч-Чикшинской системе разломов, к одному тектоническому элементу, а именно к Верхнепечорской депрессии, и проводить в современном плане западную границу Предуральяского краевого прогиба к западу от этого звена структур.

Верхнепечорская депрессия представляет собой крупную отрицательную структуру, протянувшуюся вдоль Урала на расстояние свыше 400 км при средней ширине 50—80 км и выполненную формациями орогенного (верхнеартинско-нижнетриасового) комплекса пород. На юге она ограничивается поднятием Полюдова Камня, на северо-востоке — системой разломов Печоро-Кожвинского мегавала, южная часть которого включается В. А. Дедеевым [10] и рядом других исследователей в состав краевого прогиба в качестве Среднепечорского поперечного поднятия. В отношении восточной границы депрессии существуют две точки зрения. Согласно первой из них, она проходит перед фронтом складок западного склона Урала, в полосе развития которых на дневной поверхности терригенные орогенные формации перми контактируют с доорогенными карбонатными породами нижней перми — карбона [1]. Сторонники второй точки зрения [12] считают, что восточная зона депрессии частично погребена под полосой надвигов западного склона Урала, и границу ее следует проводить несколько восточнее, чем это принято в первом варианте. Ложем депрессии являются карбонатные отложения нижней перми, максимальная глубина залегания которых в наиболее погруженной части оценивается геофизическими методами в 4,5—5,0 км.

Вслед за [5] депрессия делится на три зоны: западную, соответствующую западному борту, наиболее прогнутую центральную, фиксирующую осевую ее часть, и восточную, приуроченную к восточному борту этой структуры. Западная зона представляет собой наклоненную к востоку моноклинал, осложненную антиклинальными структурами, выраженными, как правило, по всем горизонтам среднедевонско-триасового этажа. С глубиной амплитуда их увеличивается. Центральная зона в отличие от западной осложнена узкими высокоамплитудными антиклинальными структурами, уверенно прослеживаемыми сейсморазведкой и бурением только до верхнедевонских отложений. Складки ориентированы в субмеридиональном направлении и осложнены дизъюнктивными нарушениями надвигового типа. Амплитуда положительных структур по карбонатным отложениям нижней перми колеблется от 300 до 1600 м, однако с глубиной она значительно уменьшается. Типичным представителем таких складок является Вуктыльская. Складки обычно объединяются в узкие, вытянутые в субмеридиональном направлении валы, протяженность которых составляет 50—100 км при ширине 2,5—5,0 км. Под восточной зоной понимается борт депрессии, прилегающий к складчатому Уралу. На юге Верхнепечорской депрессии он выражен на дневной поверхности интенсивно дислоцированными терригенными кунгурскими и артинскими отложениями, смятыми в узкие изоклинальные складки. Последние нередко подвергнуты и осложнены многочисленными разрывными нарушениями типа взбросов и надвигов, секущими, как правило, западные крылья структур. Характер их соотношения со структурным планом доорогенного комплекса пород сейчас не вполне ясен. Отдельные материалы бурения и сейсморазведки, полученные в последнее время по этой зоне, как будто указывают на более спокойное залегание отложений доорогенного комплекса. Несовпадение структурных планов между до-

орогенными и орогенными образованиями объясняется надвиговой тектоникой. Надвиги достигают иногда значительных размеров. Так, на юге Верхнепечорской депрессии структурным бурением выявлен пологий Патраковско-Березовский надвиг, прослеженный по простирацию на расстояние свыше 150 км [1]. По пологой поверхности надвига терригенные кунгурско-верхнеартинские и карбонатные нижнеартинские отложения надвинуты на терригенные кунгурские и верхнеартинские. Амплитуда вертикального смещения пород по нарушению достигает 2350 м [2]. Надвиговая тектоника как конечный результат тангенциального сжатия является важнейшей особенностью строения восточной и центральной зон Верхнепечорской депрессии, и скорее всего именно ей обязано своим происхождением большинство известных высокоамплитудных структур в прилегающих к Уралу районах. Заканчивая анализ тектоники Верхнепечорской депрессии, следует подчеркнуть, что время образования ее в качестве самостоятельной структуры совпадает с орогенным (позднеартинско-раннетриасовым) этапом развития Уральской геосинклинали.

Под Ижма-Печорской впадиной в статье понимается крупная структура, расположенная к западу и северо-западу от Ираиоль-Лыжской седловины и Омра-Тэбукского полусвода. Современные ее границы определяются на юго-западе Ижемской флексуры-разрывной зоной Тимана, на северо-востоке — системой нарушений Печоро-Кожвинского мегавала и на северо-западе — Тобышским полусводом. В наиболее погруженной осевой части глубина залегания кровли карбонатных отложений нижней перми не превышает 1600 м (см. рис. 1), а подошвы доманикового горизонта — 2500 м. По поверхности фундамента Ижма-Печорской впадине отвечает отрицательная структурная форма, имеющая амплитуду около 300—400 м, размеры 140×250 км и очерчиваемая изогипсой — 3200 м. Впадина имеет северо-западное простирание.

Она асимметрична с обширным пологим юго-западным бортом и более крутым северо-восточным. Осевая часть ее смещена в сторону Печоро-Кожвинского мегавала. Образование и формирование впадины в качестве самостоятельной структуры датируется периодом от средней юры по ранний мел, что четко выявлено формационным анализом.

По сравнению с перечисленными выше структурами Тобышский полусвод наименее изучен бурением. Представления о его строении базируются в основном на материалах геологической съемки и геофизики. Вершина полусвода, так же как и Омра-Тэбукского, на земной поверхности представлена выходом пород раннепермского — среднекаменноугольного возраста в поле терригенных верхнепермских и мезозойских отложений (см. рис. 1). По кровле карбонатных пород нижней перми полусвод представляет собой (по изогипсе — 800 м) полузамкнутую структуру размерами 200×230 км и амплитудой порядка 1000 м. Наиболее отличительной чертой его строения является наличие пологого, обращенного в сторону Ижма-Печорской впадины юго-восточного и крутого, резко обрывающегося к Малоземельско-Колгуевской впадине северо-восточного склонов (см. рис. 1). На западе полусвод через тектонический шов сочленяется с Тиманом, на востоке посредством узкой структурной зоны (Седуяхинского вала по [7]) — с Печоро-Кожвинским мегавалом. Начало формирования Тобышского полусвода определяется по редуцированности в пределах его вершины верхней части герцинского ряда формаций, а именно по отсутствию отложений от артинского яруса нижней перми до нижнего триаса включительно. Завершение его образования совпадает со среднеюрско-раннемеловым этапом развития региона, когда окончательно определились современные границы юго-восточного и северо-восточного склонов полусвода.

Малоземельско-Колгуевская впадина в пределах исследуемого района представлена своим юго-западным замыканием, для которого характерно наличие пологого юго-западного борта и крутого, прилегающего к Шапкина-Юрьяхинскому валу — северо-восточного.

Изложенные выше материалы позволили разделить территорию Ижма-Печорского мегаблока на гипсометрически приподнятые (Омра-

Тэбукский и Тобышский полусводы, Ираиоль-Лыжская седловина) и погруженные (Верхнепечорская депрессия, Ижма-Печорская и Малоземельско-Колгуевская впадины) структурные элементы и представить новый вариант схемы тектонического районирования (см. рис. 2).

НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ

При наложении на тектоническую схему контуров выявленных месторождений нефти и газа отчетливо проступила их приуроченность к трем из шести выделенных тектонических элементов, а именно к Верхнепечорской депрессии, Омра-Тэбукскому полусводу и Ираиоль-Лыжской седловине (см. рис. 2). Причем в направлении регионального наклона пород к Уралу происходит последовательная смена нефтяных месторождений вначале газонефтяными и нефтегазовыми и, наконец, газовыми.

Указанные особенности в размещении месторождений с позиции осадочно-миграционной теории происхождения нефти и газа находят свое объяснение исходя из двух предпосылок: а) возможности широкой латеральной миграции углеводородов с востока на запад, б) позднего времени движения основных потоков углеводородов, сформировавших современные залежи.

Как показано выше, время становления современного структурного плана и образования всех крупных структур среднедевонско-триасового этажа совпадает с позднеартинско-раннемеловым периодом тектонической эволюции. К этому времени относится также появление большинства локальных поднятий, контролирующих выявленные месторождения нефти и газа [13]. Единственным исключением является ряд структур Илыч-Чикшинской антиклинальной зоны, образовавшихся в серпуховско-раннеартинский этап [3]. Тектонические движения позднемелово-четвертичного времени, хотя и детализировали в отдельных частях сложившийся к концу раннего мела тектонический рисунок, принципиальных изменений в него не внесли.

Основываясь на этом, можно судить о времени миграции основных потоков углеводородов, сформировавших современные залежи нефти и газа. Наиболее благоприятное сочетание палеотектонических и палеогеометрических условий для движения углеводородов к западу сложилось к концу позднеартинско-раннетриасового этапа, когда наряду с происшедшим в это время относительно быстрым погружением пород в Предуральском прогибе сформировался региональный наклон всех комплексов среднедевонско-нижнетриасового этажа в сторону Урала. В этот этап отмечался также максимальный прогрев недр [3], способствовавший интенсивной генерации углеводородов в Предуралье. Тепловой режим данной эпохи, основной особенностью которого являлось последовательное увеличение прогрева одновозрастных пород в сторону растущей горной страны до 200°С и выше, по-видимому, оказал решающее влияние на распределение жидких и газообразных углеводородов. Газовые месторождения на востоке Тимано-Печорской провинции приурочены к областям, недра которых испытали прогрев свыше 200°С, а нефтегазовые и нефтяные — менее 200°С.

После общего подъема территории в поздне триасово-раннеюрское время в средней юре в связи с началом формирования Ижма-Печорской впадины появлялась Ираиоль-Лыжская седловина, которая вместе с Омра-Тэбукским полусводом образовала гипсометрически приподнятую зону, отделившую Ижма-Печорскую впадину от Верхнепечорской депрессии.

В свете вышеизложенного находят свое объяснение приуроченность месторождений к трем названным элементам, а именно к Верхнепечорской депрессии, являвшейся в позднеартинско-раннетриасовый и в последующие этапы основной областью нефтегазообразования, и на прилегающих к ней с запада Омра-Тэбукском полусводе и Ираиоль-Лыжской седловине — элементах, которые, будучи в последующий период гипсометрически приподнятыми относительно смежных с ними отрицательных

форм, выполнили роль структурных барьеров для мигрировавших сюда углеводородов и очертили тем самым западную границу территории распространения месторождений нефти и газа в пределах исследованной части Тимано-Печорской провинции (см. рис. 2).

В осевой зоне Верхнепечорской депрессии преобладают месторождения с залежами в верхневизейско-нижнепермском нефтегазоносном комплексе. Это следствие особенностей геологического развития и тектонического строения данной территории, где все известные ловушки структурного типа образовались в орогенный этап и выражены в виде высокоамплитудных поднятий только по верхним, нижнекаменноугольно-нижнетриасовым отложениям. В западной зоне Верхнепечорской депрессии, на площадях Омра-Тэбукского полусвода и Ираиоль-Лыжской седловины, хотя здесь и доминируют месторождения с залежами в среднедевонско-нижнефранском комплексе пород, диапазон нефтегазоносности разреза шире и охватывает отложения от верхнего силура до верхней перми. Это объясняется тем, что в пределах данных тектонических элементов в отличие от осевой зоны Верхнепечорской депрессии ловушки выражены в виде антиклинальных поднятий по всем горизонтам среднедевонско-триасового этажа.

Учитывая, что подавляющее количество выявленных залежей приурочено к структурным или комбинированным (структурно-литологическим и структурно-стратиграфическим) ловушкам, предложенная схема тектоники может быть положена в основу нефтегазогеологического районирования и даст возможность более направленно планировать дальнейшие поисковые работы.

Литература

1. *Богацкий В. И., Войтович А. К.* Тектоническое строение и перспективы нефтегазоносности Верхнепечорской впадины.— В кн.: Проблемы нефтегазоносности Тимано-Печорской провинции. М.: Изд-во ЦНИИТЭнефтегаз, 1964, с. 3—23.
2. *Борисов А. В., Лещенко В. Е., Носовский В. И.* Новое направление поисково-разведочных работ на нефть и газ в Верхнепечорской впадине Предуральяского прогиба.— Геол. нефти и газа, 1976, № 8, с. 1—6.
3. *Борисов А. В.* Особенности размещения структур в южной части нефтегазоносной Тимано-Печорской провинции.— РНТС ВНИИОЭНГа Нефтегазовая геология и геофизика, 1981, вып. 6, с. 13—16.
4. *Вассерман Б. Я.* Особенности формирования нефтяных и газовых месторождений южной части Тимано-Печорской провинции и важнейшие направления дальнейших поисковых и разведочных работ.— В кн.: Геология и полезные ископаемые северо-востока европейской части СССР и севера Урала. Сыктывкар: Коми кн. изд-во, 1965, с. 94—115.
5. *Дорошко С. М., Куренков Н. Т.* Основные черты тектоники и нефтегазоносность пермских отложений северной части Предуральяского краевого прогиба.— В кн.: Проблемы нефтегазоносности Тимано-Печорской провинции. М.: Изд-во ЦНИИТЭнефтегаз, 1964, с. 77—84.
6. *Журавлев В. С.* Сравнительная тектоника Печорской, Прикаспийской и Североморской экзогональных впадин Европейской платформы. М.: Наука, 1972. 399 с.
7. *Кремс А. Я., Вассерман Б. Я., Матвиевская Н. Д.* Условия формирования и закономерности размещения залежей нефти и газа. М.: Недра, 1974. 336 с.
8. *Матвиевская Н. Д.* Основные черты тектонического строения южной и центральной частей Печорской впадины.— В кн.: Проблемы нефтегазоносности Тимано-Печорской провинции. М.: Изд-во ЦНИИТЭнефтегаз, 1964, с. 96—109.
9. Решение совещания по классификации платформенных структур (март 1963). Л.: Госгеологокомитет СССР, ВНИИГРИ, 1963. 16 с.
10. Тектоника севера Русской плиты. Л.: Недра, 1969. 168 с.
11. *Туманов П. А.* Некоторые черты тектоники Тимано-Печорской области.— В кн.: Вопросы тектоники нефтегазоносных областей. М.: Изд-во АН СССР, 1962, с. 218—226.
12. *Туманов П. А.* Тектоника и нефтегазоносность северной части Предуральяского краевого прогиба. М.: Наука, 1969. 110 с.
13. *Удот Г. Д.* Локальные структуры Печорской плиты в связи с нефтегазоносностью. Л.: Наука, 1979. 36 с.

УДК 551.24(02) : 551.242+1(234.421.1)

СОВЧИК Я. В.

О ТЕКТОНИЧЕСКОМ РАЙОНИРОВАНИИ И ФОРМИРОВАНИИ СТРУКТУРЫ УКРАИНСКИХ КАРПАТ

В отличие от существующих схем структурно-фациального районирования флишевых Карпат по литолого-фациальным признакам предлагается новый вариант, в основе которого лежит генетический принцип. В истории флишевого бассейна устанавливаются рубежи, связанные с тектоническими движениями, с разной степенью проявившимися во времени и пространстве. В Украинских Карпатах выделяются области, которые испытали поднятие в результате поздне меловых движений, раннеолигоценовых, постолигоценовых и среднемиоценовых. Эти области рассматриваются в ранге зон, а в их пределах в качестве подчиненных единиц можно выделять покровы, чешуи и т. д. Анализируются представления о механизме формирования структуры и выражено критическое к ним отношение. Покровная структура флишевых Карпат объясняется с позиций гравитационного тектогенеза.

Многолетнее изучение геологического строения Украинских Карпат позволило установить основные этапы их тектонического развития, доказать покровную структуру и произвести структурно-фациальное районирование.

Решение ряда принципиальных вопросов карпатской тектоники не исчерпало, однако, всех задач. Анализ существующих схем тектонического районирования, палеотектонических построений, а также попыток объяснить механизм формирования структуры показывает, что многие аспекты указанных проблем еще далеки от своего окончательного решения.

Поступающий фактический материал, пересмотр ранее полученных данных в свете новых представлений позволяют высказать некоторые соображения, предложить дополнения и внести коррективы в существующие построения. В этом плане одним из наиболее важных вопросов является выработка критериев тектонического районирования флишевых Карпат, поскольку их неопределенность привела к созданию многочисленных схем, каждая из которых не исключает появления новых вариантов. Достаточно сказать, что, начиная с 1949 г. по настоящее время, было опубликовано около 30 схем.

Основной единицей структурно-фациальных подразделений в Украинских Карпатах является зона, хотя, строго говоря, все флишевые Карпаты представляют собой одну зону, и в этом смысле на более правильных позициях стоят румынские геологи, которые в своей части Карпат наряду с другими выделяют единую флишевую зону, а в ее пределах — отдельные покровы [26]. Однако термин «зона» для тектонического районирования Украинских Карпат прочно укоренился в отечественной литературе, имеет давние традиции, и поэтому от него трудно отказаться. При выделении зон считается, что они представляют собой историко-геологические единицы, характеризующиеся спецификой разреза меловых и палеогеновых отложений и особенностями внутренней структуры. В действительности генетический принцип применяется только для выделения таких крупных единиц, как Предкарпатский передовой прогиб и составляющие его зоны, Закарпатский внутренний прогиб, собственно Складчатая область. По этому же принципу выделяются структурные этажи, отражающие этапы развития Карпат в мезозое — кайнозое [2]. Что касается флишевой области, то в большинстве случаев тектоническое районирование проводится по литофациальным признакам. В основу кладутся различия в разрезе верхнемеловых отложений, так как

считается, что с этого времени бассейн был расчленен системой кордильер на отдельные части, которые в процессе развития предопределили формирование зон, транспонированных затем в покровы [10]. Тектоническое районирование по литофациальным отличиям верхнемеловых отложений может быть принято только как составная часть суммы признаков, так как в противном случае открывает широкие возможности для субъективизма, поскольку не ясно, какой должна быть степень изменчивости отложений верхнего мела, позволяющая выделять новую зону. Чем больше изучаются разрезы верхнего мела, тем больше различий в них находится, что влечет за собой выделение новых свит, а это в свою очередь — новых тектонических единиц. Создается парадоксальная ситуация, когда углубление знаний о стратиграфии и литофациях верхнемеловых отложений осложняет и запутывает тектонические построения. Отсутствие четких критериев приводит также к тому, что одни и те же единицы одними авторами выделяются в ранге самостоятельных зон, а другими — в ранге подзон в составе более крупных зон [19, 21 и др.].

Практикуемый метод районирования по литолого-фациальному принципу не исключил использования помимо верхнемеловых других стратиграфических комплексов, что нашло свое выражение в выделении Дусинской зоны — области развития специфических образований олигоцена [4]. В результате обоснование тектонического районирования стало еще менее определенным. В то же время находим многочисленные примеры, когда литофациальный принцип нарушается, не выдерживая конкуренции со структурным фактором. Остановимся лишь на некоторых. Разрез верхнего мела Скибового покрова — стрыйская свита — и разрез верхнего мела Скуповской чешуи (подзоны, по некоторым схемам) — скуповская свита — менее отличимы, чем разрезы собственно стрыйской свиты в северо-западной и юго-восточной частях покрова. Однако стрыйская и скуповская свиты характеризуют различные покровы, выделение которых бесспорно. Здесь мы сталкиваемся с тем случаем, когда толщи сходного литофациального облика называются по-разному лишь по той причине, что это позволяет различать их структурную приуроченность.

Другим примером служит разрез верхнего мела поднятия Сможе в Силезском покрове, который по своему облику идентичен разрезу верхнемеловых отложений Дуклянского покрова — березнянской свите. Различное структурное положение этих однотипных литостратиграфических комплексов также не вызывает сомнений. Наконец, если взять разрезы верхнего мела на юго-востоке Силезского покрова, границы которого в соответствии с рядом схем трансформируются до Румынских Карпат [9], то и здесь наблюдается явное противоречие с принятыми принципами районирования, поскольку верхний мел представлен стрыйской свитой, характерной для Скибового покрова. Вместе с тем выделение на этой территории самостоятельной тектонической единицы — Кросненской депрессии в тыльной части Скибового покрова — вполне обоснованно по структурным соображениям. По упомянутой схеме Кросненская зона является синонимом Силезской, что, на наш взгляд, неверно, так как последняя в Западных Карпатах представляет типичный покров с широким развитием как палеогеновых, так и меловых отложений.

На территории Украинских Карпат Силезский покров резко сужается в направлении Голятинских складок, а его амплитуда уменьшается. В то же время Кросненская зона — остаточная миоценовая депрессия, развитая не только в пределах Скибового, но и Силезского покрова.

Наиболее внешний — Скибовый покров Украинских Карпат установлен прежде всего по структурным признакам, а их наиболее характерные черты нашли свое отражение даже в самом названии покрова, который может служить образцом выделения тектонических единиц. Верхнемеловые отложения покрова, как указывалось, представлены тонкоритмичным сероцветным флишем стрыйской свиты. Их возрастным и литофациальным аналогом в Румынских Карпатах являются слои Хангу покрова Тарзу, который подобно Скибовому представляет внешнюю часть флишевых Карпат. Отсюда не следует вывод о возможности объ-

единения двух указанных тектонических единиц в одну, поскольку их внутренняя структура имеет существенные отличия: Скибовый покров сложен «скибами» — системой опрокинутых складок с подвернутыми и срезанными северо-восточными крыльями, в то время как в покрове Таркэу развиты преимущественно нормальные симметричные складки.

Таким образом, выделение тектонических единиц по характеру верхнемеловых отложений свидетельствует прежде всего о недостаточной изученности структурных особенностей той или иной области флиша и может рассматриваться лишь как методический прием первых этапов исследования.

Тектоническое районирование по литофациальным признакам основывается на укоренившемся представлении о развитии флишевого бассейна как повсеместном непрерывном процессе, начавшемся в титоне — неокоме и завершившемся в конце олигоцена. Такой взгляд на историю развития бассейна не давал оснований для его дифференциации по отличиям тектонического режима, иными словами — исключал генетический принцип. Вместе с тем имеются достаточно веские доказательства того, что формирование современной покровной структуры флишевых Карпат предшествовала сложная история тектонического развития бассейна. Это дает возможность при районировании учитывать время заложения тектонических зон — признак тем более важный, что по стилю и времени завершения формирования покровной структуры многие зоны практически не отличимы.

В пределах флишевого пояса Карпат можно выделить отдельные области, которые подверглись тектоническим преобразованиям еще до конца позднего олигоцена — времени основной карпатской складчатости. Румынские геологи считают, что система карпатских покровов формировалась последовательными этапами, начиная с австрийской фазы складчатости [26]. Процесс этот, завершившийся в период молдавской диастрофизма, проходил поступательно в направлении от внутренних к внешним частям геосинклинали, вследствие чего в том же направлении смещался и сужался флишевый бассейн. Это явление было установлено Л. Мразеком еще в 1910 г. и названо «миграцией седиментационной зоны к внешней стороне». В румынском секторе Карпат зона флиша подразделяется на подзоны Внутреннего и Внешнего флиша. Основные черты структуры Внутреннего флиша — покровы Чахлэу и Теляжен — были определены уже к концу позднего мела. Эта область подверглась тектоническим подвижкам и в более позднее время совместно с подзоной Внешнего флиша, что привело к формированию современной структуры. Начиная с раннего палеогена, подзона Внутреннего флиша, исключая наиболее крайнюю, юго-восточную часть, была областью денудации. На продолжении Внутреннего флиша в Украинских Карпатах находятся Раховский и Суховский (Покулецкий) покровы, в разрезе которых палеогеновые отложения также отсутствуют. Необходимо отметить, что в отличие от Внутреннего флиша в пределах Раховского и Суховского покровов в настоящее время нет прямых указаний на австрийские и субгерцинские движения в виде перерывов в осадконакоплении, надвигов мелового возраста и т. д. По-видимому, тектонические движения, наиболее ярко проявившиеся в юго-восточной части Карпатской дуги, в северо-западном направлении, за пределами Северо-Буковинского поперечного поднятия, теряют свою выразительность, и превращение Раховского и Суховского бассейнов в сушу явилось на первых этапах результатом движений небольшого размаха, которые здесь произошли в позднем мелу. Подобного типа подвижки известны в Украинских Карпатах, когда перестройка тектонического режима происходит постепенно и не имеет четко выраженных показателей в разрезе, примером чему служит в отдельных районах соотношение молассы передового прогиба с флишевой формацией. Наблюдается постепенный переход флишеидных толщ верхнемеловой подбиты олигоцена к отложениям поляницкой свиты, а затем к соленосным толщам воротыщенской свиты нижнего миоцена. Такие факты свидетельствуют о постепенном воздымании Карпат и сме-

щении оси бассейна в северо-восточном направлении. Первые проявления этого процесса мы и находим во внутренних частях Карпат.

В центральном и западном пересечении Украинских Карпат процесс поднятия во внутренних районах начался позже — в середине олигоцена, что в конечном счете позволяет сделать вывод о прерывистости и различной интенсивности тектонических движений в пределах флишевых Карпат. Среднеолигоценовые движения установлены при корреляции олигоценовых отложений вкрест их простираения. Наиболее внутренний тип разреза представлен дусинской свитой — углисто-черными плотными мергелями и перекрывающими их массивными песчаниками маловыженской свиты. К северо-востоку развит иной тип олигоценовых отложений — сероцветный тонкоритмичный флиш кросненской свиты и подстилающие ее черные аргиллиты и песчаники менилитовой свиты. Корреляция данных типов разрезов показывает, что по стратиграфическому объему они не равнозначны. Внутренний тип разреза соответствует головецкому горизонту и, следовательно, по возрасту охватывает нижнюю часть олигоцена [6]. Образование маловыженских песчаников свидетельствует об условиях воздымания и обмеления краевой части бассейна, начавшихся в раннем олигоцене, в то время как перед ее фронтом продолжалась глубоководная седиментация.

Возможные предположения о размыве верхнеолигоценовой части разреза маловыженских песчаников не могут служить аргументом против высказанных представлений по следующим соображениям. Более внешний, кросненский тип разреза по стратиграфическому объему охватывает не только весь олигоцен, но и низы миоцена, а вместе с тем наблюдается в гипсометрически более высоком положении. Если, допустим, интенсивный размыв внутренних частей на первых этапах развития орогена и произошел, то это опять-таки говорит о более раннем периоде поднятия в данной части бассейна по сравнению с внешней.

Конец олигоцена — начало миоцена — важнейший рубеж в истории развития флишевого бассейна Карпат, когда большая часть его территории превратилась в сушу. В центральной части новообразованной суши, которая в современной структуре соответствует тыльной части Скибового покрова, а также в самой внешней, краевой части, соответствующей Бориславско-Покутской депрессии, седиментация продолжалась в полузамкнутых мелководных бассейнах, где накапливались соленосные и гипсоносные преимущественно глинистые осадки. В условиях продолжавшегося поднятия, складчатости и зародившихся надвигов формирования орогена Карпат завершилось в среднем миоцене, а их современной покровной структуры — в конце сармата.

Таким образом, в истории флишевого бассейна устанавливаются рубежи, связанные с тектоническими движениями, по-разному проявившимися во времени и пространстве, что следует учитывать при тектоническом районировании.

В соответствии с изложенным в Украинских Карпатах можно выделить области, которые испытали поднятие в результате позднемиловых движений, раннеолигоценовых, постолигоценовых и среднемиоценовых. Эти области можно рассматривать в ранге зон, а в их пределах в качестве единиц подчиненного ранга выделять покровы, чешуи и т. д. (рис. 1).

К зоне позднемиловых движений относятся Раховский и Суховский покровы, а также, по-видимому, Красношорский, который, по мнению П. Н. Царненко [19], по всем признакам тяготеет к Внутреннему флишу в понимании румынских геологов. Указанные покровы сложены породами исключительно мелового возраста.

К зоне раннеолигоценовых движений относятся Магурский и Дусинский покровы, в которых разрез завершается отложениями нижнего олигоцена. К этой же зоне, по нашему мнению, следует относить Свидовецкий, Говерлянский и Скуповский покровы. В Свидовецком покрове верхняя часть разреза также сложена породами нижнего олигоцена, в Скуповском и Говерлянском олигоценовые отложения отсутствуют. Эти по-

кровы занимают наиболее восточное, пограничное положение, пространственно и генетически связаны с зоной Аудия Румынских Карпат, где поднятие началось несколько раньше, в связи с чем наиболее молодые отложения датируются концом позднего эоцена [25].

К зоне, испытавшей поднятие на рубеже палеогена — неогена, относятся Дуклянский, Силезский и Скибовый покровы, характеризующиеся полным разрезом олигоценых отложений. К зоне среднемиоценовых движений относятся Кросненская внутренняя и Бориславско-Покутская

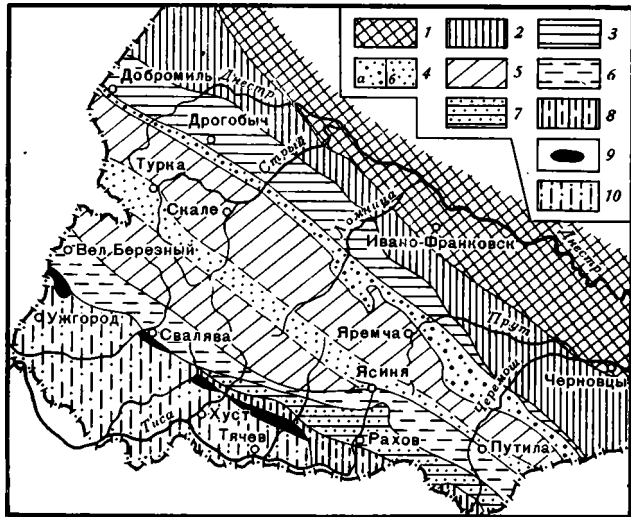


Рис. 1. Схема тектонического районирования Украинских Карпат

1 — юго-западная окраина Восточно-Европейской платформы; 2—3 — Предкарпатский прогиб; 2 — Внешняя зона, 3 — Внутренняя зона; 4—9 — Складчатые Карпаты: 4 — зоны среднемиоценовых движений (а — Бориславско-Покутская, б — Кросненская), 5 — зона постолигоценых движений, 6 — зона раннеолигоценых движений, 7 — зона позднемиоценовых движений, 8 — Мармарошская зона, 9 — Пеннинская (утесовая) зона; 10 — Закарпатский прогиб

окраинная депрессии, верхняя часть разреза которых представлена флишеидными и молассовыми образованиями нижнего миоцена. Естественно, что относительно более молодые движения отражались и в областях, испытавших поднятие на ранних этапах.

Выделяемые в пределах флишевых Карпат покровы отличаются внутренней структурой и амплитудой перемещения. Как уже указывалось, Скибовый покров резко отличается от Таркэу. В свою очередь внутренние покровы по своему строению отличаются от двух предыдущих. В центральном пересечении Украинских Карпат амплитуда покровов уменьшается с северо-востока на юго-запад, где по данным картирования не превышает 10 км, а в Западных Карпатах Магурский покров — наиболее внутренний — имеет амплитуду как минимум 40 км. Такое явление невозможно объяснить результатом действия единого внешнего фактора, причины его внутренние, локальные и искать их следует в первую очередь в особенностях строения дофлишевого основания и истории развития каждой зоны.

В системе Карпатской дуги Украинские Карпаты по отношению к сопредельным территориям представляют депрессию — составную часть Паннонско-Волынского поперечного прогиба [5]. Прогиб ограничен зонами нарушений — на северо-западе Балатонско-Горнадско-Волынской, а на юго-востоке — Шопуркинско-Надворнянско-Монастырской. Фундамент в Украинских Карпатах резко погружается на юго-восток от ли-

нии Кошице — Перемышль. Максимум погружение достигает на меридиане р. Латорицы, а затем начинается постепенный подъем [21].

Важным структурным элементом Карпат является Северо-Буковинское поперечное поднятие [12], повлиявшее на развитие флишевого бассейна и особенности формирования структуры. В пределах этого поднятия выклинивается большинство тектонических единиц, прослеживающихся как со стороны Украинских, так и Румынских Карпат. Подобная картина наблюдается и на границе с Западными Карпатами. Таким образом, Украинские Карпаты необходимо рассматривать как обособленный сектор Карпатской дуги, характеризующийся спецификой развития и структуры. В связи со сказанным, а также учитывая кулисообразное расположение тектонических элементов, представляется несостоятельной попытка протягивать покровы чуть ли не вдоль всех Карпат, не говоря уже о том, что идеи цилиндризма были давно развенчаны в Альпах [14].

Поперечная зональность Карпат дает основание пересмотреть структурное положение Бориславско-Покутской депрессии, относимой на всех схемах районирования к внутренней части Предкарпатского передового прогиба. Депрессия сложена мел-палеогеновым флишем и перекрывающей его нижнемиоценовой молассой мощностью более 3000 м. Наиболее характерной чертой структуры депрессии является группировка в ярусы развитых в ее пределах складок. Такие черты строения сохраняются от границы с Польшей на северо-западе, где депрессия выклинивается, до Покутских складок на юго-востоке, где структура и разрез существенно меняются. Миоценовая моласса здесь практически отсутствует, флишевые отложения выходят на поверхность, и сложенные ими складки представляют серию чередующихся синклиналей и антиклиналей с горизонтальным зеркалом складчатости. В юго-восточном направлении, на территории Румынии аналоги Покутских складок наблюдаются в тектонических полуокнах покрова Таркзу. Румынские геологи выделяют их в зону Бранча и включают не в состав прогиба, а в состав складчатой области. Таким образом, Бориславско-Покутскую депрессию следует рассматривать как специфическую тектоническую единицу, присущую только Украинским Карпатам, что явилось следствием развития в их пределах поперечного прогиба. Депрессия не находит структурных аналогов на смежных территориях и в строгом смысле не является элементом передового прогиба, на что давно указывал К. Толвинский. Она представляет собой частный прогиб на краю складчатой области, по своей природе, как отмечалось выше, аналогичный остаточным миоценовым депрессиям в центральной части геосинклинали.

Собственно к передовому прогибу относится Самборский покров, представляющий его внутреннюю часть, и автохтонная внешняя часть — Бильче-Волицкая зона. Такое деление прогиба позволяет проводить тектоническую корреляцию составляющих его элементов не только в пределах Карпат, но и Альп.

В завершение необходимо отметить, что в Украинских Карпатах помимо указанных, собственно флишевых зон, в тыльной части установлены Мармарошская и Пенинская зоны, характеризующиеся, как известно, спецификой тектонического развития, что обосновывает правомочность их выделения, в связи с чем эти зоны не были предметом специального рассмотрения.

Покровное строение флишевых Карпат в настоящее время практически ни у кого не вызывает возражений. На повестку дня поставлена другая, не менее важная задача — объяснение механизма формирования покровной структуры.

Этому вопросу как в отечественной, так и в зарубежной литературе до начала 70-х годов уделялось крайне мало внимания. Следует указать на работу В. Г. Корнеевой, посвященной геологическому строению Предкарпатья и прилегающей части горного сооружения [8]. По мнению автора, надвиги являются конечным выражением процесса преобразования возникших над разломами флексур в изоклинальные складки, а за-

тем и покровы. Движущей силой является гравитация, проявившаяся в условиях вертикальных движений. Эти представления полностью разделяются Д. П. Резвым [13], который считает карпатские покровы производными гравитационного тектогенеза, поскольку, по его мнению, никаким общим боковым сжатием нельзя воздействовать на такую пластичную массу, какой является флиш Карпат.

В. В. Глушко [5], рассматривая выводы В. Г. Корнеевой, приходит к заключению, что гравитационный тектогенез не имел решающего значения в формировании покровной структуры, а лишь усложнял общую картину. К такому выводу В. В. Глушко приходит, усматривая противоречие в зависимости амплитуды надвига Карпат от мощности неогена. По его мнению, при максимальном погружении фундамента в пределах Предкарпатского прогиба, что отражается в мощности молассы, должны бы проявляться процессы гравитационного оползания. В действительности это не наблюдается. В юго-восточной части Карпат, в районе их изгиба установлены наибольшие мощности неогена и наименьшие амплитуды надвига. Здесь необходимо сделать следующее замечание. Если в условиях орогена амплитуды надвигов покровов прямо зависят от положения фундамента, то в прогибе эта зависимость может и не проявиться, поскольку интенсивность прогибания и, следовательно, погружения фундамента не находит своего выражения в гипсометрии поверхности в случае компенсированного и особенно перекомпенсированного осадконакопления. Если при этом прилегающие части орогена в геоморфологическом плане представлены низкой сушей, то силы гравитации лишены своей базы, и минимальные амплитуды надвигов становятся вполне закономерными. Для проявления сил гравитации более важно положение фундамента в пределах орогена, а не прогиба.

Выражая свое отношение к представлениям о гравитационном происхождении покровов Карпат, в принципе солидаризируясь с данной концепцией, о чем будет подробно сказано далее, укажем, тем не менее, на основной недостаток построений их сторонников. При разработке модели формирования современной структуры Карпат совершенно не учитывается необходимость частичного сокращения бассейна седиментации и в связи с этим «уплотнения», сокращения дофлишевого основания. Эта необходимость как неоспоримый факт вытекает из палинспастических реконструкций, хотя и в этом вопросе в отличие от существующих, уже ставших догматическими представлениями, есть, на наш взгляд, свои особенности, требующие принципиальных корректив палеогеографических построений.

В отличие от последователей концепции гравитационного тектогенеза другая группа исследователей по-иному пытается объяснить формирование покровной структуры, считая, что в его основе лежит сокращение дофлишевого основания. Сокращение происходит за счет «всасывания» внутритроговых кордильер [7, 10]. Эти представления следует, по-видимому, связывать с известной гипотезой О. Амферера и Э. Крауса, нашедшей поддержку у отечественных исследователей в лице Г. Д. Ажгирея [1], — гипотезой засасывания осадочного выполнения осевых частей геосинклиналей за счет подкоровых течений. Представляется, что данная концепция в том виде, в котором она применена для Карпат (не оценивая ее состоятельность в принципе), не может считаться удовлетворительной, так как не объясняет многих явлений и находится в противоречии с очевидными фактами. Прежде всего сторонниками гипотезы «всасывания» кордильер модель процесса значительно усложнена, так как ему была подвержена не осевая часть геосинклинали, а целая система кордильер, якобы расчленявших флишевый трог на отдельные узкие зоны, предопределившие в областях их ограничения разломами начало формирования покровов. Палеогеографические реконструкции с несомненностью доказывают, что количество кордильер и их роль в жизни флишевого бассейна Карпат явно преувеличены. Так, например, во внешней части бассейна, представленного в современной структуре Скибовым покровом, занимающим практически весь северный склон Укра-

инских Карпат, кордильер вообще не было, о чем свидетельствует закономерная последовательность в смене типов литофаций и их пространственная ориентировка [16]. Это не значит, что внутритроговые поднятия во флишевом бассейне полностью отсутствовали, однако их число было, по-видимому, ограничено двумя-тремя цепочками островов, расположенных кулисообразно по отношению друг к другу. Такая обстановка сохранялась в меловое и палеоцен-эоценовое время. В олигоцене кордильер, исключая Преддуклянскую, в бассейне не было. В этих условиях трудно представить себе складчатость и надвигание в результате «всасывания» отдельных разрозненных кордильер. По Г. Д. Ажгирею, поверхности всасывания образуют структуры «перевернутой крыши» — явление, при котором в условиях симметричности не может быть однонаправленной северо-восточной вергенции. И наконец, авторами рассматриваемой концепции не объясняется компенсация «сокращающегося» фундамента.

С начала 70-х годов, правда, с некоторым опозданием, Карпаты стали объектом приложения идей новой глобальной тектоники. В многочисленных статьях предлагаются различные варианты перемещения литосферных плит и отсюда различные модели формирования карпатской структуры, обоснованность которых вызывает сомнения уже хотя бы из-за коренных противоречий. Критическому разбору существующих построений в свете новых идей посвящены работы А. В. Чекунова [22] и В. Г. Свириденко [15], где весьма убедительно показано, что основные положения тектоники литосферных плит в предлагаемом виде неприемлемы для Карпат. Полностью разделяя аргументацию указанных авторов, со своей стороны укажем на дополнительные факты. В истории развития флишевого бассейна большую роль играла Лежайско-Добруджинская гряда, которая поставляла экзотический материал в трог и, следовательно, находилась в непосредственной близости к нему. Таким образом, установлена тесная палеогеографическая связь между грядой и бассейном седиментации. Такое пограничное положение по отношению к краю флишевой формации гряда занимает и в настоящее время [3]. Разумеется, что речь не идет о покровах, частично перекрывших гряду. Таким образом, нет оснований утверждать, что сотни километров юго-западной части платформы в процессе складчатости и шарьирования были поглощены вследствие поддвига под Карпаты.

Серьезное возражение сторонникам указанных новых идей возникает также при рассмотрении истории тектонического развития флишевых Карпат. Как уже говорилось выше, здесь выделяются зоны, испытывавшие поднятие и складчатость в разное время, что позволяет считать карпатскую структуру продуктом не одноактного процесса, а результатом сложных тектонических преобразований, дифференцированных как во времени, так и в пространстве. Особенно ярко это положение демонстрируется историей развития структуры всех Карпат, включая Внутренние. Д. Н. Андрусов, рассматривая данную проблему, приходит к выводу, что Карпаты представляют собой систему, в которой складчатость в ее разных частях проявлялась в разное время и в разной степени [23]. В этих условиях в соответствии с концепцией тектоники плит необходимо выделять ряд микроплит и перемещать их в разное время, что очень усложняет картину и позволяет усомниться в ее достоверности.

Из всего сказанного напрашивается вывод о том, что предлагаемые модели формирования карпатской структуры недостаточно обоснованы конкретным фактическим материалом, не исходят из подробного анализа тектонической эволюции данного региона, а являются продуктом приложения готовых схем, разработанных на других геологических объектах. Все данные свидетельствуют о том, что причины, обусловившие покровную структуру Карпат, следует искать в особенностях развития самой геосинклинали и связывать прежде всего с процессами, происходившими в ее пределах.

Не претендуя на окончательное решение столь сложной задачи, как объяснение природы карпатских надвигов, выскажем, однако, соображе-

ния по этому поводу, приведя предварительно те геолого-геофизические материалы, которые позволяют это сделать и которые, по нашему мнению, указывают то направление, в котором следует разрабатывать данную проблему. Противники гравитационного тектогенеза в своих построениях указывают на его проявления в роли второстепенного, побочного процесса, не приводя, как правило, конкретных примеров. Вместе с тем имеются убедительные факты, демонстрирующие возможности гравитационных сил и, следовательно, заставляющие по-иному взглянуть на их роль в формировании покровной структуры.

В районе г. Перемышля скважинами Яксманица 10 и 25 в Самборском покрове прогиба в толще среднемиоценовой молассы соответственно на глубинах 888 и 1535 м были вскрыты отложения флиша верхнего эоцена и олигоцена мощностью более 500 м, которые представляют олистолит, переместившийся в миоценовый бассейн как минимум на 25 км от береговой линии.

В Бориславско-Покутской зоне в районе с. Битков чешуи-складки Старой Копальни, Дил и Газовая, сложенные отложениями олигоцена и отчасти верхнего эоцена, представляют собой древние оползни в массу соленосной нижней молассы. Не исключено, что складки Слободы Рунгурской также представляют собой огромный оползень. Бориславско-Покутская зона — наиболее внешняя часть развития флиша — характеризуется каскадной складчатостью и наличием лежащих складок, что следует также связывать с проявлением сил гравитации. Наблюдаемые процессы в краевой части орогена должны были в равной мере проявиться и во внутренних покровах — областях наиболее ранних поднятий. В этом плане показательна структура Магурского покрова, представляющего наиболее внутреннюю часть Западных Карпат и занимающего более двух третей их территории. Покров сложен преимущественно породами палеогенового флиша. Отложения верхнего мела имеют ограниченное развитие. Более древние отложения пока не установлены, хотя бесспорно их наличие во внутренней части основания покрова. Мощность сводного разреза верхнего мела и палеогена достигает 2800 м. Лобовая часть покрова и слагающих его чешуй представлена в основном породами эоцена. В пределах покрова были установлены тектонические окна, что говорит о его незначительной толщине. Это обстоятельство особенно наглядно демонстрируется результатами глубокого бурения, проведенного на территории Польши вкост флишевых Карпат на меридиане Краков — Новый Тарг. Скважина «Обидова», пробуренная в 30 км от фронта покрова, прошла его на глубине 2666 м, а параавтохтонный покров — Грибовскую единицу — на глубине 3250 м. При забое 4750 м скважина не вышла из флиша. Скважина «Токарня» расположена в 10 км от края Магурского покрова, который она прошла при глубине 2044 м. Затем скважина прошла отложения Силезского покрова, толщина которого 490 м. При забое 3294 м вскрыты породы тортона Внешней зоны прогиба.

В основании Магурского покрова лежат не только верхнемеловые, но и эоценовые отложения, что наблюдается в северо-восточном борту Паппинского тектонического окна на территории Словакии (рис. 2).

Перечисленные факты свидетельствуют о том, что Магурский покров сформировался за счет растекания флишевых масс и, следовательно, является продуктом гравитационного тектогенеза. Магурский покров на территории Украинских Карпат выклинивается в районе г. Свалява, и наиболее внутреннее положение здесь уже занимает Дусинский покров со значительно меньшей амплитудой перемещения. При сопоставимых мощностях это явление может быть объяснено только гипсометрией фундамента, который, как уже отмечалось, по простиранию резко погружен в пределах Украинских Карпат.

В юго-восточной части Украинских Карпат, к северу от Мармарошского массива находится Раховский покров, выделяемый на территории Румынии как покров Чахлэу. Раховский покров сложен породами раховской свиты, по возрасту охватывающей валанжин — готерив. Более

внешнее положение по отношению к Раховскому покрову занимает Суховский (Поркулецкий) покров, нижняя часть разреза которого представлена отложениями белотисенской свиты и датируется барремом — альбом. Такое стратиграфическое «наращивание» при переходе от одного покрова к другому, по-видимому, следует связывать с гравитационным соскальзыванием отложений более высоких частей разреза.

На территории Румынских Карпат внутренние покровы также представляют собой тонкие пластины. По устному сообщению М. Попеску, пробуренная в долине р. Быстрицы скважина глубиной 4000 м прошла покров Теляжен, затем Аудия и частично вскрыла отложения покрова

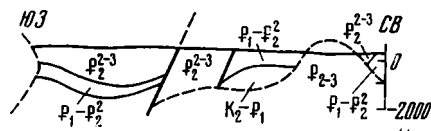


Рис. 2. Геологический разрез Магурской зоны в районе Папинского тектонического окна (геологическая карта ЧССР, М-6 1 : 200 000, 1964 [24])

Таркэу. В то же время в Украинских Карпатах скважина «Черноголова», пробуренная в долине р. Люта в 13 км к северо-востоку от Пенянской зоны, при глубине 4040 м не вышла из отложений верхнего мела одного покрова (Дусинского или Поркулецкого). Скважина подтвердила чешуйчатую структуру данного района и отсутствие пологих утоненных покровов.

В связи со сказанным возникает наиболее принципиальный вопрос палеогеографических и палеотектонических построений в Карпатах, в основе которого лежат палинспастические реконструкции, от результата которых во многом зависят взгляды на формирование карпатской структуры.

При восстановлении ширины флишевого бассейна называются разные цифры — от 180 до 500 км и более. Все без исключения исследователи сходятся на мнении, что бассейн был значительно шире современного горного сооружения [17]. Такие представления базируются на не вызывающей ни у кого сомнений необходимости «растягивания» Карпат с учетом складчатости флишевых толщ и амплитуд надвигов. Авторы некоторых реконструкций добавляют к этому ширину внутритроговой суши — кордильеры, сопоставляя ее с шириной седиментационной зоны и в результате получают фантастические цифры. О роли кордильер в мелэоценовом бассейне и их отсутствии в олигоценовом говорилось выше, в связи с чем предлагаемые построения представляются несостоятельными. Нами также производилась реконструкция ширины бассейна. В качестве полигона были избраны два резко отличных района Бориславско-Покутской зоны: Битковский — с ярусным строением и Покутский — с горизонтальным зеркалом складчатости. Усредненные величины, перенесенные затем на все Карпаты, привели к выводу о том, что ширина бассейна была в 2,5 раза больше современных Карпат. В настоящее время ошибочность такого подхода к решению проблемы очевидна, поскольку при реконструкции нельзя ставить в равное положение все покровы — необходим дифференцированный подход. Те покровы, где нет повторения разреза по вертикали, где толщина покрова значительно меньше мощности стратиграфического разреза, где в основании и фронтальных частях лежат отложения верхней части разреза (такие покровы сформировались за счет растекания флишевых масс), необходимо не растягивать, а сжимать — как это ни покажется парадоксальным на первый взгляд. В таких случаях амплитуда надвигания не должна учитываться при реконструкции ширины бассейна. К числу таких покровов относятся уже упоминавшиеся Магурский и Раховский покровы. Что ка-

саются остальных, особенно находящихся в пределах высоко поднятого фундамента, то их бассейны при реконструкции также необходимо сужать. Это разумеется, не касается тех покровов, которые характеризуются громадной толщиной за счет повторения в разрезе одних и тех же литостратиграфических комплексов — такие покровы несомненно требуют «растягивания» при палеогеографических реконструкциях.

Ярким примером тому служит структура Бориславско-Покутской зоны в районах Биткова и Борислава.

Из сказанного очевидно одно, что при существующих построениях ширина бассейна явно преувеличивается. В настоящее время нет данных для оценки ширины флишевого бассейна с точностью, выраженной в километрах. В каждом конкретном пересечении ширина бассейна будет иной. Представляется, тем не менее, что в пределах Украинских Карпат она соизмерима с шириной горного сооружения. Складчатость и амплитуды надвигов компенсируются способностью пород к растяжению, которая, если допустить аналогию с породами Альп, может достигать отношения 5:1 [19]. Что касается Западных и Восточных Румынских Карпат, то ширина их бассейна по сравнению с Украинскими Карпатами была и того меньше, о чем говорит сравнение масс флиша, накопившегося в одинаковых фаціальных условиях. Это же подчеркивается и положением границы форланда, которая в Западных Карпатах значительно ближе к тыльной части, чем в Украинских.

Разница между шириной горного сооружения, которая, как указывалось, сопоставима с шириной бассейна, и современной шириной Прикарпатского фундамента, как будет показано ниже, составляет в Украинских Карпатах не более 20—25 км. Этому явлению необходимо дать объяснение — в этом заключается решение задачи. В формировании покровной структуры основную роль играл фундамент — его мобильность, блоковая структура, сложная гипсометрия. В процессе развития бассейна блоки испытывали разнонаправленные вертикальные движения, что нашло свое выражение в типах литофаций, их распределении и мощности. Особенно ярким примером тому служит разрез Андриховских утесов — остатков внутритрогового поднятия. В интервале времени от поздней юры до конца среднего эоцена здесь четко фиксируются два перерыва в осадконакоплении, явившихся следствием подвижек отдельных блоков дофлишевого основания. Эти движения следует рассматривать как предвестники последующего, уже необратимого процесса поднятия, который в конечном результате привел к формированию современной структуры флишевых Карпат. Для понимания процесса покровообразования важные данные получены в результате ГСЗ и глубокого бурения в Карпатах и прилегающей части платформы. Окраина платформы по системе сбросов ступенчато погружается под Карпаты, образуя структуру растяжения (рис. 3). На профилях ГСЗ погружение фундамента прослеживается примерно до середины северного склона горного сооружения Украинских Карпат, где происходит его резкий подъем (рис. 4). Учитывая данное обстоятельство, компенсация растяжения края платформы происходит в области резкого поднятия фундамента, представляющего, следовательно, структуру сжатия, которая выражается системой взбросов. Таким образом, под Карпатами находятся два типа фундамента: внутренний, собственно карпатский, сжатый, сокращенный и внешний, платформенный — растянутый.

Суммируя все сказанное, образование карпатских покровов представляется в следующем виде. Формирование покровов произошло не в какой-то определенный момент, а явилось результатом длительного процесса, начало которого в украинском секторе Карпат связано с движениями конца раннего олигоцена, а завершение — с поздним сарматом. Поступательность развития покровов убедительно продемонстрирована на примере Самборского покрова [11]. Поднятие внутренних зон сопровождалось интенсивным прогибанием более внешних частей бассейна, что привело к накоплению километровых толщ кросненского флиша. Интересно отметить, что тектонические процессы во флишевом трое со-

проводились отступлением моря с прилегающей части древней платформы. Последующие тектонические движения на границе олигоцена и миоцена привели к поднятию всей территории Карпат, за исключением ранее заложившейся внутренней Кросненской депрессии и окраинной — Бориславско-Покутской. Миграция процесса поднятия в направлении внешней стороны фиксируется смещением оси бассейна седиментации. К началу среднего миоцена вся территория Карпат превратилась в сушу. Последовательное поднятие блоков фундамента привело к их сложным структурным взаимоотношениям, где по системе густой сети взбросов произошло частичное и, возможно, полное перекрытие одних блоков

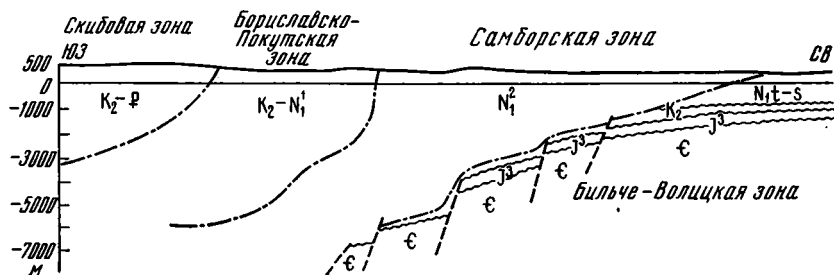


Рис. 3. Схема структурного соотношения Карпат с передовым прогибом

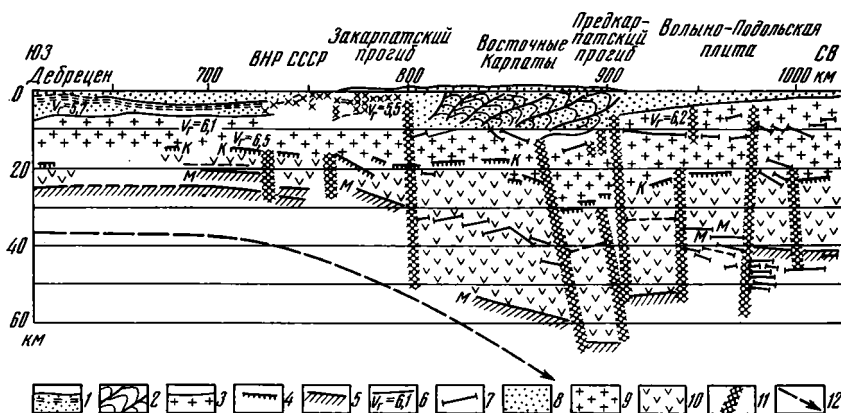


Рис. 4. Сейсмогеологический разрез земной коры Восточных Карпат вдоль III Международного профиля ГСЗ [22].

1 — складчатое основание Большой Венгерской впадины и Закарпатского прогиба; 2 — складчатые флишевые толщи Карпат; 3 — поверхность фундамента («гранитного слоя»); 4 — раздел Конрада; 5 — раздел Мохо; 6 — преломляющие горизонты с указанием значений граничной скорости (км/с); 7 — отражающие площадки; 8 — осадочный слой; 9 — «гранитный» слой; 10 — «базальтовый» слой; 11 — глубинные и другие крупные разломы; 12 — предполагаемый конвекционный поток в верхней мантии

другими. В результате произошло сокращение ширины дофлишевого основания, образование избыточных масс флиша, которые вслед за основанием, в условиях поднятия и складчатости, также сокращались в своей ширине. Этот процесс длился до момента нарушения связей между пластичными флишевыми толщами и жестким основанием. Произошел срыв и началось растекание флишевых масс, которое протекало тем более интенсивно, чем больше поднимались блоки фундамента. Компенсация сжатия происходила перед фронтом поднятия сначала в пределах собственно карпатского фундамента (Кросненская депрессия), а затем и прилегающей части платформы.

На первом этапе формирования орогена в результате поднятия внутренних блоков фундамента и образования системы взбросов структура флишевых толщ в свою очередь осложняется сетью разрывных нарушений. Образуется ряд отдельных самостоятельных блоков, которые, по-

следовательно смещаясь к внешней стороне, образуют чешуйчато-покровную структуру. Наиболее внутренний блок (или блоки) флиша в процессе растекания занимает место сместившихся блоков, компенсируя, таким образом, освободившееся пространство. Отсюда становится понятным отсутствие «оголенных» мест, откуда сползают флишевые массы, — явление, на которое указывают противники гравитации.

Необходимо отметить, что срыв толщ флиша происходит не обязательно по его основанию, т. е. на уровне отложений титона — неокома. Все зависит от физико-механических свойств пород. Как уже говорилось, наиболее древние отложения Магурского покрова представлены верхним мелом, при этом их сеноманская часть, что весьма показательно, сложена пестрыми глинами. По-видимому, более жесткие породы нижнего мела слагают корни покрова и неотделимы от блоков фундамента.

Представляемый процесс был характерен, по-видимому, для Западных и Восточных Румынских Карпат, где фундамент относительно высоко приподнят и где, следовательно, особенно ярко выражена покровная структура. Покровы при этом, исключая тыльные части наиболее внутренних, полностью сорваны со своего основания. В Украинских Карпатах бескорневыми являются, видимо, только наиболее внешняя часть Скибового и Бориславско-Покутский покровы, а более внутренние — Дуклянский и Дусинский — представляют систему крутых чешуй, непосредственно связанных со своим основанием.

Литература

1. Ажгирей Г. Д. К вопросу о догеосинклинальном (нуклеарном) этапе развития земной коры в архее. — В кн.: Проблемы геологии и полезных ископаемых на XXIV сессии Международного геологического конгресса. М.: Наука, 1974, с. 182—187.
2. Буров В. С., Досин Г. Д., Круглов С. С., Петрашкевич М. И., Свириденко В. Г., Смирнов С. Е., Шакин В. А. Основные этапы геологического развития Украинских Карпат. — В кн.: Геологическое строение и горючие ископаемые Украинских Карпат. М.: Недра, 1971, с. 295—308.
3. Буров В. С., Мыкита Б. В., Шакин В. А. Особенности строения и развития Свентокшиско-Добруджинского сооружения. — Сов. геология, 1974, № 5, с. 139—144.
4. Вялов О. С. Магурская зона в западной части Закарпатья. — Геол. ж., Киев, 1965, т. XXV, вып. 1, с. 61—64.
5. Глушко В. В. Тектоника и нефтегазоносность Карпат и прилегающих прогибов. М.: Недра, 1968. 261 с.
6. Грузман А. Д., Дабагян Н. В., Круглов С. С., Кульчицкий Я. О., Максимов А. В., Петрашкевич М. И., Рейфман Л. М., Темнюк Ф. П., Шакин В. А. Схема стратиграфии палеогеновых отложений Украинских Карпат и прилегающих прогибов. — В кн.: Палеонтологический сборник. Львов: Изд-во Львовск. ун-та, 1966, № 3, вып. 2, с. 140—141.
7. Даныш В. В., Кульчицкий Я. О., Лозыняк П. Ю. Тектоническое районирование Украинских Карпат и их общее структурное положение в Карпатской дуге. — В кн.: Тектоника. Братислава, 1975, с. 112—119. (Матер. X конгресса КБГА).
8. Корнеева В. Г. Геологическое строение и нефтегазоносность юго-западного Предкарпатья и прилегающей части Советских Карпат. — В кн.: Тр. ВНИГРИ. Л.: Гостехиздат, 1959, вып. 141. 200 с.
9. Круглов С. С. Принципы тектонического районирования Украинских Карпат и основные их структурные элементы. — В кн.: Обоснование направлений поисков нефти и газа в глубокозалегающих горизонтах Украинских Карпат. Киев: Наукова думка, 1977, с. 5—13.
10. Круглов С. С. Советские Карпаты. — В кн.: Разломы и горизонтальные движения горных сооружений СССР. М.: Наука, 1977, с. 83—95.
11. Леськів І. В., Щерба В. М. Геолого-геофізичні дослідження при розшуках газу в Предкарпатському прогині. Киев: Наукова думка, 1979. 80 с.
12. Попов В. С., Глушко В. В. Некоторые новые данные о геологическом строении Украинских Карпат по итогам геологоразведочных работ. — В кн.: Матер. V съезда КБГА. Киев: Изд-во АН УССР, 1962, с. 126—140.
13. Резвой Д. П. Советские Карпаты — канадские Скалистые горы (опыт сравнительного геотектонического анализа). — В кн.: Геологический сборник. Львов. Изд-во Львовск. ун-та, 1976, № 15, с. 5—17.
14. Рутген М. Г. Геология западной Европы. М.: Мир, 1972. 445 с.
15. Свириденко В. Г. Новая глобальная тектоника в приложении к Карпато-Панноно-Динарскому региону (критический обзор). — Геотектоника, 1978, № 1, с. 94—105.
16. Совчик Я. В., Пилипчук А. С. Анализ литофаций палеоцен — эоценовых отложений при оценке перспектив нефтегазоносности Скибовой и Бориславско-Покутской зон Украинских Карпат. — Геол. ж., 1976, т. XXXVI, вып. 3, с. 117—125.

17. *Совчик Я. В.* Материалы к палеогеографии палеогенового бассейна Карпат.— Геол. ж., 1979, т. 39, № 3, с. 36—48.
18. *Трюмпи Р.* Тектоническое развитие Центральных и Западных Альп.— В кн.: Тектоника Альпийской области. М.: Мир, 1965, с. 9—21.
19. *Царненко П. Н.* Геологическое строение некоторых новых структурно-фациальных единиц Советских Карпат и их положение в Восточно-Карпатском сегменте.— В кн.: Тектоника. Братислава, 1975, с. 96—103. (Матер. X конгресса КБГА.)
20. *Царненко П. Н.* К вопросу о зональности южного склона Советских Карпат и сопоставление некоторых единиц со смежными территориями Румынии и Польши.— В кн.: Матер. XI конгресса КБГА. Киев: Наукова думка, 1977, с. 160—161.
21. *Чекунов А. В.* Паннонско-Волынский поперечный прогиб в Восточных Карпатах.— В кн.: Геофизический сборник. Киев: Наукова думка, 1970, № 37, с. 3—13.
22. *Чекунов А. В.* Геология Украины, сопредельных районов Тетиса и новая глобальная тектоника.— Геол. ж., 1976, т. 36, № 3, с. 3—18.
23. *Andrusow D.* Geologia československých Karpát. Bratislava: Vedav. Slov. Akad. Vied, 1965. 388 p.
24. Geologická mapa ČSSR. M. 1 : 200 000. Ustredny ustav geol., Praha, 1964.
25. *Jonesi L.* Flisul paleogen din bazinul vaii Moldovei. Bucuresti, 1971. 225 p.
26. *Mutihac V., Jonesi L.* Geologia Romaniei. Bucuresti, 1974. 642 p.

УкрНИГРИ
Львов

Поступила в редакцию
15.IV.1980

УДК 551.21+551.242(234.9)

ОМЕЛЬЧЕНКО В. Л., БЕЛОВ А. А., ГРЕКОВ И. И.

РАННЕ-СРЕДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЙ ВУЛКАНИЗМ ПЕРЕДОВОГО ХРЕБТА И ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ БОЛЬШОГО КАВКАЗА

В Передовом хребте представлены вулканические толщи двух палеозон: океанической (ранний палеозой) и островодужной (девон). Последняя возникла, вероятно, на океаническом основании. Вулканическая обстановка в девонское время менялась как во времени, так и по латерали. Устанавливается два этапа вулканизма. Во время второго этапа существовали две вулканические гряды, между которыми находилась область аккумуляции вулканогенных пород. Поперечное сокращение девонской вулканической островной системы до современной ширины зоны Передового хребта в результате шарьяжеобразования устанавливается в 3—4 раза.

Условия проявления вулканизма прежних геологических эпох, познающиеся на основе метода актуализма, играют важную роль для восстановления истории тектонического развития и палеогеографии той или иной области. Для Большого Кавказа все это имеет актуальное значение в связи с продолжающейся дискуссией о палеотектонических обстановках формирования ранне-среднепалеозойских вулканогенных толщ тектонической зоны Передового хребта.

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ ЗОНЫ ПЕРЕДОВОГО ХРЕБТА В СТРУКТУРЕ БОЛЬШОГО КАВКАЗА; ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ЕЕ СТРОЕНИЯ

Доверхнепалеозойские вулканогенные образования Северного Кавказа сконцентрированы преимущественно в зоне Передового хребта, до недавнего времени считавшейся структурно обособленной трогообразной частью среднепалеозойской эвгеосинклинальной области, в рамках которой вулканы вместе с сопутствующими им субвулканическими и гипабиссальными породами считались залегающими на месте своего образования. Установление покровного строения доверхнепалеозойского структурного этажа привело к изменению существующих схем стратиграфии, магматизма и тектоники. Было доказано, что все древние структурно-вещественные комплексы первоначально располагались латерально один относительно другого и часто вдали от их современного положения. В настоящее время они участвуют в единой сложнодислоцированной покровной структуре.

По данным геофизических работ и прямых полевых наблюдений (в бассейне рек Большая и Малая Лаба), основанием пакета покровов является сиалический (сиало-фемический) комплекс, вероятно, докембрийского возраста; перекрываются они резко несогласно неоавтохтонными верхнепалеозойскими молассами и морскими терригенными породами лейаса.

Таким образом, само понятие «зона Передового хребта» приобретает смысл, отличный от того, который вкладывался в него недавно — из структурно-формационной она становится тектонической, в которой оказываются совмещенными (в допоздневизейское время) образования нескольких разнофациальных структурно-формационных палеозон, ранее принимавшихся за подзоны Передового хребта.

Обособление тектонической зоны Передового хребта произошло после покровообразования и явилось следствием крупноамплитудных перемещений по разломам Пшекиш-Тырныаузской системы, Северному и дру-

гим в позднепалеозойское время. В результате за преобладавшей до этого вертикальной неоднородностью в строении Большого Кавказа на первый план выступила латеральная: на юге выделилась зона Главного хребта (граниты и кристаллические сланцы), к северу — Бечасынская зона (преимущественно кристаллические сланцы, в меньшей степени граниты, гипербазиты).

В современной зоне Передового хребта выделяются следующие структурно-вещественные комплексы (снизу вверх)¹:

1. Параавтохтонный докембрийский кристаллический комплекс (краевая часть Восточно-Европейской плиты?).

2. Терригенный комплекс Тоханской палеозоны континентального склона и подножия (нижний силур — нижний карбон, Тоханский покров).

3. Вулканогенно-осадочный комплекс островодужной палеозоны Большого Кавказа (нижний девон — нижний карбон, Зарауская и Картджуртская пластины Кизилкольского покрова).

4. Офиолитовый комплекс и сопутствующие ему образования океанической (Марухской) палеозоны (протерозой? — нижний — средний палеозой, Марухский покров).

5. Докембрийский (?) кристаллический (апотерригенный) комплекс в аллохтонном залегании (Ацгаринский и Кыртыкский покровы). Палеотектоническая обстановка образования этого комплекса неизвестна.

Границами между комплексами служат в большинстве случаев четко выраженные надвиги, часто полностью срезающие некоторые из комплексов и приводящие в соприкосновение породы разных из них (рис. 1).

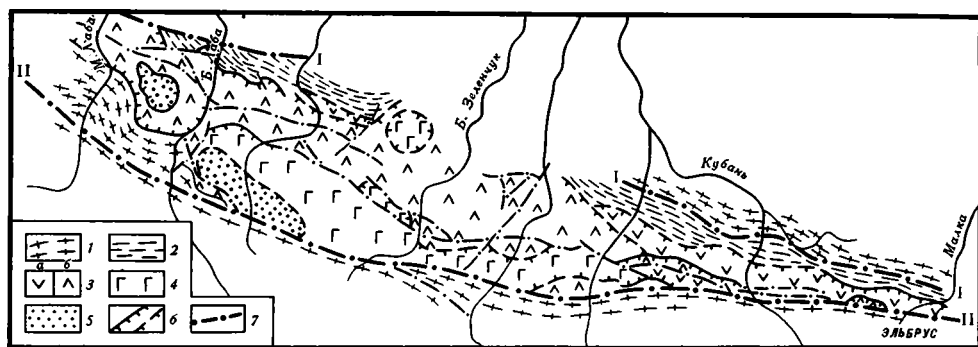


Рис. 1. Тектоническая схема Передового хребта (неоавтохтонные образования сняты) 1 — параавтохтонный докембрийский комплекс зоны Передового хребта, кристаллические породы Главного хребта и Бечасынской зоны; 2 — терригенный комплекс Тоханской палеозоны; 3 — вулканогенно-осадочный комплекс островодужной палеозоны Большого Кавказа (Кизилкольский покров): а — породы Картджуртской и Кенделлярской подзоны (Картджуртская пластина), б — породы Лабино-Зарауской подзоны (Зарауская пластина); 4 — офиолитовый комплекс океанической палеозоны; 5 — докембрийский кристаллический комплекс в аллохтонном залегании (Ацгаринский покров); 6 — границы шарьяжей; 7 — крутопадающие разломы, в том числе: 1 — Северный, II — Пшекиш-Тырныаузский

Подробная характеристика состава 3-го и 4-го комплексов будет приведена ниже. Не останавливаясь на деталях строения 1, 2 и 5-го комплексов, отметим следующее. В основании разреза первого из них известна толща аповулканогенных амфиболитов² (мощностью более 2000 м), перекрытых кристаллическими сланцами и плагиогнейсами, прорванными среднепалеозойскими гранитоидами (аляскиты, тоналиты и т. д.).

В терригенных образованиях второго комплекса (алевролиты, филлиты, песчаники, фтаниты, олистостромовые толщи суммарной мощностью более 1000 м) залегают редкие потоки андезитовых плагиоклазовых пор-

¹ По Г. И. Баранову и И. И. Грекову [4, 5] с изменениями.

² Не исключено, что часть их является метаморфизованными габброидами.

фиритов (мощностью в первые метры), отдельные горизонты (до 20—30 м) туфов различного состава, а также крупные (десятки метров) согласные тела риолитов эффузивного облика.

Породы пятого комплекса (суммарная мощность более 1 км) представлены в основном микрогнейсами, слюдяными, гранат-слюдяными сланцами, содержащими маломощные прослои аповулканогенных амфиболитов. В основании его располагается тектоническая пластина, сложенная вулканогенно-осадочными породами, измененными в зеленосланцевой фации [8].

Как видно, вулканогенные образования свойственны всем перечисленным комплексам, что говорит о широком возрастном диапазоне и значительном площадном развитии вулканизма в описываемом районе. Однако выделенные нами океаническая и островодужная палеозоны были главной ареной вулканических событий в допоздневизейское время. В первой вулканизм проявился предположительно в ордовике — раннем силуре (возможно, вплоть до девона), во второй — в раннем — среднем девоне³.

ВУЛКАНИЗМ ОКЕАНИЧЕСКОЙ ПАЛЕОЗОНЫ

Вулканические породы описываемой палеозоны развиты на обширной территории Передового хребта в междуречье Теберда — Уруп (около 1000 км²). Они входят в состав офиолитовой ассоциации Марухского тектонического покрова. По набору продуктов вулканизма образованный ими комплекс может быть отождествлен со слабодифференцированной базальтоидной формацией, ранее именовавшейся спилит-диабазовой, а сейчас — формацией натриевых базальтов [7].

Слагающие его породы сконцентрированы в двух тектонических пластинах, которые, по-видимому, являются фрагментами первоначально единого поля вулканических пород. Верхняя пластина характеризуется значительной мощностью вулканических пород, объединенных в карабекскую свиту (до 1000 м). Преобладающими породами здесь являются спилиты, базальты, диабазы. В меньшей степени характерны андезитобазальты, плагиоклазовые базальтовые порфириты, вариолиты и ассоциирующие с ними гиалокластиты. В нижней пластине (касаевская толща) кроме базальтов заметную роль играют андезитобазальты и андезиты.

Как в карабекской свите, так и в касаевской толще изредка встречаются согласные тела субвулканических натриевых риолито-дацитов (кварцевых альбитофиров) мощностью 0,2—2 м с характерным «острым» выклиниванием (слагают менее 1% объема толщ). С излившимися породами иногда ассоциируют тела субвулканических диабазов, содержание которых в отдельных местах может достигать 30%, габбро-диабазов, субсогласные маломощные (первые десятки метров) интрузии габброидов.

Вулканиты карабекской свиты перекрываются существенно габброидным слоем, с которым они имеют переходную зону, где базальты пронизываются множеством ветвящихся жилочек метасоматических (плагиоклаз-амфиболовых) пород, близких по составу к габброидам.

В наименее измененном виде (метаморфизм фации зеленых сланцев) спилиты характеризуются четко выраженной подушечной макротекстурой, благодаря которой устанавливается опрокинутое положение офиолитовой пластины [6]. Со спилитами обычно ассоциируют базальты и андезито-базальты с различными поверхностями раздела потоков. Как показывает микроскопическое изучение, наименее измененные из них (бассейн р. Маруха) разнятся между собой по степени раскристаллизации. Обычно они имеют порфириковую структуру; вкрапленники представлены плагиоклазом (альбит-олигоклаз) и пироксеном (диопсид), структура основной массы может быть микроофитовой, апоинтерсертальной, спилитовой, апогиалопилитовой. Вторичные процессы здесь приводят к хлоритизации, актинолитизации, эпидотизации; они наиболее интенсив-

³ С учетом радиометрических данных Г. Д. Афанасьева, возможно, и в силуре.

но проявились в нижней (гипсометрически) части карабекской свиты. В верхней части породы довольно «свежие»; так, в гиалокластитах хорошо сохраняются обломочки стекла, раскристаллизованного в микрофельзитовый агрегат, содержащий лишь небольшую примесь землистого эпидота. Кроме того, здесь содержатся фрагменты раскристаллизованных вулканитов и их порфириновых вкрапленников (плагноклаз и пироксен).

Натриевые риолито-дациты имеют порфириковую структуру — немногочисленные вкрапленники альбита и кварца погружены в фельзитовую или микролитовую массу.

В западном направлении метаморфизм вулканитов карабекской свиты увеличивается (до высокотемпературных субфаций фации зеленых сланцев и даже выше). Весьма интересным моментом является упомянутый выше характер зеленокаменного преобразования низов карабекской свиты (в ее современном положении) в бассейне рек Маруха — Зеленчук. Здесь от 30 до 50% разреза представлено интенсивно переработанными (актинолитизация, хлоритизация, эпидотизация) основными вулканитами. Граница между ними и слабо измененными базитами сравнительно четкая. Она обычно отмечена телами пиритизированных метасоматитов и сопутствующих их вторичных кварцитов. Изучение этих изменений показало, что они взаимно связаны и образуют хорошо выраженную колонку метасоматической зональности: от интенсивно зеленокаменнопереработанных пород внизу до пиритизированных метасоматитов — вверху. Однако такое положение их на первый взгляд не увязывается с опрокинутым залеганием карабекской свиты. Объяснение может быть только одним: изменение пород прошло либо в период покровообразования, либо после него. Региональный и довольно однородный характер проявления процесса склоняет нас к первому варианту. Известно также, что движение покровов не только мощный динамический фактор, но, кроме того, оно может вызвать подъем геозотерм. В результате должна произойти филлитизация глинистых осадков из подстилающей толщ и движение вверх освободившейся при этом воды. Это и привело к изменениям вулканитов, мобилизации рудных компонентов и их перетолжению.

Излившиеся породы карабекской свиты первоначально перекрывались (а сейчас в перевернутом залегании подстилаются) мощной вулканогенно-осадочной тебердинской свитой, состоящей из переслаивающихся основных туфов, редких покровов базальтов, алевролитов. По данным Л. Д. Чегодаева, в этих отложениях были найдены органические остатки нижнего силура. Не исключено, что верхи свиты формировались позже (вплоть до девона).

ВУЛКАНИЗМ ОСТРОВОДУЖНОЙ ПАЛЕОЗОНЫ

По последним данным, полученным Л. Д. Чегодаевым, достоверно известный интервал времени проявления вулканизма в этой палеозоне — ранний — средний девон. В зоне Передового хребта его продукты распространены на площади около 2700 км² (с учетом участков, где они перекрыты более молодыми породами). В последние годы было установлено, что их разрез тектонически сдвоен. В связи с этим нами предлагается нижнюю тектоническую пластину именовать Картджуртской, а верхнюю — Зараусской, объединяя их в Кизилкольский покров (рис. 1 и 2). Учитывая то, что это сдваивание имеет место во всей зоне Передового хребта, величину указанной выше площади можно по меньшей мере удвоить.

Главной характерной особенностью разреза девонских вулканогенных образований является его двучленность: нижняя половина представлена излившимися породами (нижний девон), верхняя — вулканогенно-осадочными (средний девон). Датировка дается на основании имеющихся находок фауны среди вулканогенно-осадочных толщ, а также слоев, граничащих с излившимися породами. Вулканогенно-осадочные породы

перекрываются терригенными и известково-терригенными отложениями франского, фаменского и турнейского возраста. На них залегают породы Марухского тектонического покрова.

Схематизируя реальную ситуацию, можно выделить три типа разрезов пород (рис. 3), соответствующих трем подзонам: Картджуртской (Северной), Кенделлярской (Центральной) и Лабино-Зараусской (Южной)⁴. Достоверно установлено, что два первых типа сопряжены латерально и относятся к двум линейно-вытянутым вулканическим зонам, продукты которых в граничной полосе дают переходный тип разреза.

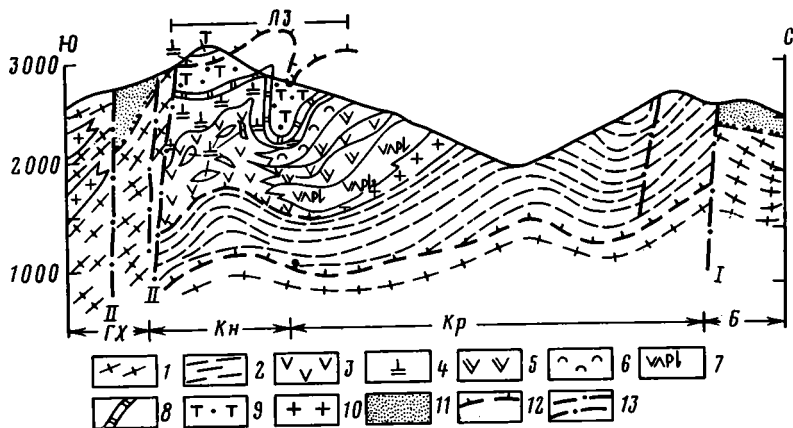


Рис. 2. Геологический разрез через зону Передового хребта северо-западнее горы Эльбрус

1 — параавтохтонный докембрийский комплекс зоны Передового хребта, кристаллические породы Главного хребта и Бечасынской зоны; 2 — породы Тоханской палеозоны; 3—9 — породы островодужной палеозоны: 3 — базальты, 4 — риолиты, 5 — дациты, 6 — спилиты, 7 — андезито-базальтовые плагиоклазовые порфириты, 8 — кремнистые сланцы, яшмы, 9 — туфопесчаники с прослоями алевролитов; 10 — позднепалеозойские гранитоиды; 11 — породы неавтохтона; 12 — поверхности шарьяжей; 13 — крутопадающие разломы, в том числе: I — Северный, II — Пшекиш-Тырныузский, ГХ — зона Главного хребта, Б — Бечасынская зона, Кн, Кр — Кенделлярская и Картджуртская подзоны (Картджуртская пластина), ЛЗ — Лабино-Зараусская подзона (Зарауская пластина)

Породы Лабино-Зараусской подзоны, согласно последним данным формирующие отдельную тектоническую пластину, ранее располагались южнее. Химические составы пород островодужной палеозоны сравнительно с океанической даны в табл. 1 и 2.

Картджуртская и Кенделлярская подзоны. Выделение подзон основано на резких различиях в составе излившихся пород нижнего девона (кизилкольская свита), перекрывающие их вулканогенно-осадочные толщи среднего девона (эльмезтюбинская свита) идентичны по составу и строению.

В Картджуртской подзоне лавовый комплекс, мощность которого превышает 2000 м, представлен довольно пестрым набором вулканитов от базальтов, спилитов (и вариолитов) до риодацитов и риолитов (кварцевых альбитофиров), с подчиненным количеством промежуточных по составу разностей (андезито-базальтов, андезитов, с одной стороны, и андезито-дацитов — с другой).

На всех уровнях разреза встречаются многочисленные тела красных и пестрых яшм, прослой агломератовых туфов кислого состава. В районе рек Кизилкол — Малка имеется несколько крупных прослоев конгломерато-брекчий, с преобладанием обломков кислых лав, что говорит о размыве вулканических построек, возникших до начала формирования

⁴ Последняя именовалась еще Урупской (Л. Д. Чегодаев, В. Л. Омельченко [9]), однако мы от этого названия отказались, так как И. И. Греков использовал его ранее в ином объеме и смысле.

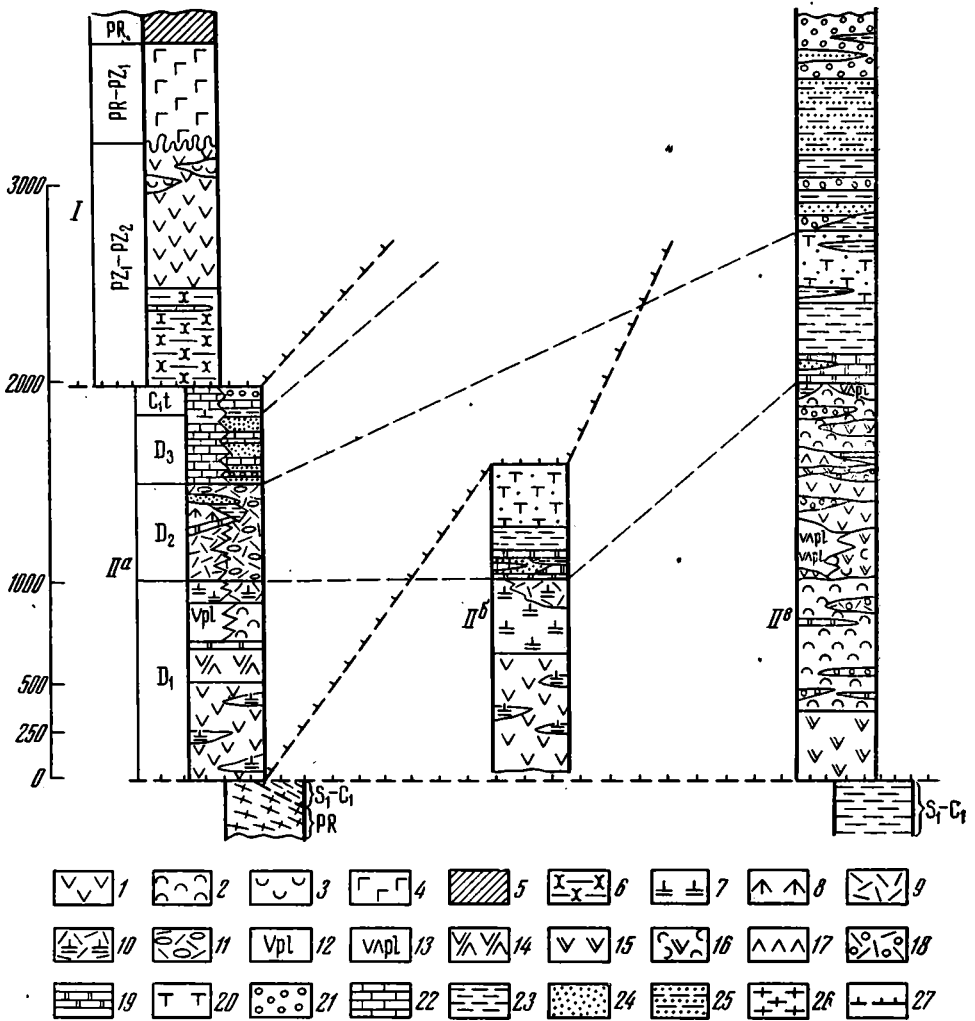


Рис. 3. Сопоставление колонки довершнепалеозойских образований зоны Передового хребта

Колонки: I — океанической палеозоны, Марухский покров; II — островодужной палеозоны: а — Лабино-Зараусской подзоны, Зараусская пластина, Кизилкольский покров, б — Кенделлярской, в — Картджюртской подзон, Картджюртская пластина Кизилкольского покрова

1 — базальты, 2 — спилиты (в нормальном залегании), 3 — спилиты (в опрокинутом залегании), 4 — габбро, 5 — ультрабазиты, 6 — аповулканогенные хлоритовые сланцы, 7 — риолиты, 8 — субшелочные базальты, 9 — туфы различного состава, 10 — туфы кислого состава, игнимбриты, 11 — туфоконгломераты, 12 — базальтовые плагиоклазовые порфириды, 13 — андезит-базальтовые плагиоклазовые порфириды, 14 — «смешанные» лавы, 15 — дациты, 16 — перлиты, 17 — андезиты, 18 — лапиллиевые и бомбовые туфы, 19 — кремнистые сланцы и яшмы, 20 — туфопесчаники, 21 — конгломераты, 22 — известняки, 23 — филлитизированные аргиллиты и алевролиты, 24 — песчаники, 25 — терригенный флиш, 26 — кристаллические сланцы, 27 — границы тектонических покровов

пород Картджюртской подзоны и, по-видимому, располагавшихся еще севернее. На правобережье р. Чемарткол откартирована мощная толща перлитов дацитового состава. Весь этот комплекс отождествляется нами с базальт-андезит-риолитовым формационным типом [7].

В Кенделлярской подзоне развита контрастная по составу серия пород, которая выделена нами как формация натриевых базальтов-риолитов («спилит-кератофировая» в традиционном определении). Ее строение характеризуется относительной простотой — нижняя часть складывается более чем 700-метровой существенно базальтовой толщей (с отдельными участками «подушечных» спилитов), в которой залегают многочислен-

Химический состав вулканитов океанической палеозоны

Порода	Количество анализов	Содержание оксидов, %													Σ
		SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	FeO	P ₂ O ₅	MnO	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	П.п.п.		
Базальты	9	50,29	16,29	1,10	2,90	7,00	0,15	0,15	6,51	7,31	0,39	3,65	4,18	99,92	
Спильиты и варнолиты	3	51,8	16,00	1,37	2,27	7,53	0,16	0,17	6,58	6,29	0,95	4,20	4,30	101,62	
Плагноклазовые базальтовые порфириты	2	47,15	15,8	2,14	3,82	7,99	0,3	0,19	9,73	4,83	0,62	4,34	3,15	100,06	
Андезит-базальты	4	54,97	16,06	1,09	3,83	6,16	0,15	0,2	4,97	5,86	0,17	3,99	3,29	100,74	
Андезиты	2	59,23	15,42	0,91	5,29	3,77	0,14	0,12	5,44	3,33	0,42	3,33	2,99	100,39	
Риодациты субвулканические	4	71,0	13,18	0,52	0,94	2,90	0,15	0,07	1,66	1,33	0,26	6,06	2,75	100,92	

Таблица 2

Химический состав вулканитов островодужной палеозоны

Порода	Количество анализов	Содержание оксидов, %													Σ
		SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	FeO	P ₂ O ₅	MnO	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	П.п.п.		

Картджуртская подзона

Спильиты и варнолиты	14	52,23	14,08	0,46	6,19	4,88	0,03	0,22	5,36	7,08	0,67	3,76	4,67	99,63
Базальты	16	49,96	16,1	0,63	5,90	4,57	0,15	0,19	6,29	5,81	0,67	4,12	5,18	99,57
Андезит-базальтовые, плагноклазовые порфириты	34	57,71	14,43	0,52	4,55	3,82	—	0,15	4,91	5,58	0,62	3,97	3,58	99,84
Дациты	26	67,49	13,28	0,42	2,43	3,09	0,11	0,14	2,04	1,74	0,80	4,49	3,23	99,26
Риолиты и риодациты	34	73,94	11,86	0,29	2,11	2,03	0,08	0,10	1,56	1,07	0,26	4,25	1,87	99,42

Кенделлярская подзона

Базальты	7	52,19	15,79	0,60	4,85	6,29	0,01	0,17	4,21	5,64	0,23	4,27	5,15	99,40
Дациты (кварцевые альбитофир)	4	66,58	12,15	0,41	3,15	3,01	0,06	0,15	3,95	2,09	1,10	4,03	3,6	100,28
Риолиты (кварцевые альбитофир)	16	74,87	10,95	0,19	2,09	1,60	0,01	0,05	1,36	1,37	1,42	3,40	1,81	99,12

Лабино-Зарусская подзона

Базальты	8	51,57	14,56	0,91	4,69	7,12	0,11	0,21	5,9	7,26	0,13	2,96	3,37	99,09
Спильиты	16	53,61	15,36	0,55	7,33	3,96	0,10	0,15	5,99	3,79	0,59	4,22	4,23	99,88
«Смешанные» лавы														
а) базальты	8	51,38	16,30	1,02	4,06	8,51	0,08	0,21	3,0	6,54	0,41	3,84	4,09	99,59
в) андезит-базальты	5	55,33	16,79	0,8	5,21	6,33	0,08	0,17	4,78	4,43	0,24	3,79	2,79	100,74
с) андезиты	7	60,6	14,88	0,81	4,15	4,90	0,11	0,13	2,25	3,31	0,55	4,86	2,92	100,0
д) андезит-дациты	3	64,92	13,47	0,6	4,96	3,78	0,07	0,11	1,29	2,56	0,28	6,05	1,65	99,82
е) дациты и риодациты	4	69,44	12,43	0,66	5,01	2,16	0,11	0,08	1,03	1,11	0,42	5,75	1,64	99,97
Игнимбриты и туфы кислого состава	6	72,77	12,95	0,25	1,66	1,85	0,09	0,07	2,01	1,68	2,16	2,63	1,83	99,95
Субвулканические риолиты (кварцевые альбитофир)	8	74,48	12,12	0,21	0,83	1,69	0,07	0,06	1,15	0,95	0,96	4,50	1,41	98,62
Субщелочные базальты	6	48,73	16,70	0,95	5,11	6,21	0,39	0,20	8,15	5,64	2,76	2,57	2,78	100,30

ные согласные и субсогласные тела субвулканических риолитовых порфиров (5—25% объема). Вторая половина представлена излившимися риолитовыми порфирами, часто гематитизированными; в своей верхней части они в некоторых местах перекрываются агломератовыми туфами кислого состава, игнимбритами с прослойками красных яшм. Мощность пород достигает 500 м.

Вулканы обеих подзон затронуты не очень сильным зеленокаменным изменением: характерными вторичными минералами являются альбит, хлорит, эпидот, пренит, пумпеллит. Спилиты имеют в большинстве своем подушечную макротекстуру. Микроструктура их, как и базальтов (которые также являются спилитами в широком понимании этого термина), апоинтерсертальная, спилитовая, вариолитовая. В их составе преобладают плагиоклаз, клинопироксен, вторичные минералы. Андезиты и андезито-базальты образуют немногочисленную группу, примыкающую к базальтоидам Картджуртской подзоны.

Риолиты, риодациты и дациты связаны взаимными переходами; породы имеют порфириковую структуру, иногда миндалекаменную текстуру (чаще всего у дацитов). Структура основной массы — от фельзитовой у риолитов до микропйкилитовой — у дацитов.

Вулканогенно-осадочные породы, перекрывающие лавовый комплекс (эльместюбинская свита, вулканогенно-терригенная формация), ложатся на него с локальным размывом (линзы конгломератов с галькой местных эффузивных риолитов) и представлены в основании горизонтом кремнистых сланцев и яшм (мощность от нескольких десятков до 150 м), а выше — переслаиванием туфопесчаников, алевролитов, песчаников, с редкими маломощными потоками андезитовых плагиоклаз-пироксеновых порфиритов.

Лабино-Зараусская подзона. Разрез вулканитов здесь достаточно сложен и по простиранию ее характеризуется значительными вариациями. Нижняя лавовая его часть на всей территории Передового хребта представлена, так же как и в Кенделлярской подзоне, базальтами с телами риолитов (даутская свита), на западе Передового хребта разрез более пестр: здесь появляются спилиты, вариолиты, прослой так называемых смешанных лав, представляющих собой очень тонкое (1—5 см!) чередование полосок, сложенных базальтовым, андезито-базальтовым, андезитовым или даже андезито-дацитовым и дацитовым материалом. Кислые вулканиты верхней части в Малка-Зеленчукском междуречье представлены преимущественно излившимися породами (риолитовыми порфирами), а западнее они почти полностью вытесняются их туфами и игнимбритами.

Средний девон Лабино-Зараусской подзоны на востоке (до р. Большой Зеленчук) представлен в основном туфоконгломератами (с галькой риолитов и плагиогранитов), в Лабинском междуречье — псаммитовыми и агломератовыми туфами (семиродниковская свита), которые лишь в самом верху сменяются конгломератами, сходными с вышеупомянутыми⁵.

Вулканизм в этой подзоне заканчивается резко: последняя его вспышка представлена незначительным по мощности горизонтом субщелочных базальтоидов с сопутствующими им туфами. Это порфириковые породы с сильно измененными вкрапленниками пироксена (замещен амфиболом и хлоритом) и плагиоклаза (серцитизирован). Основная масса сильно изменена — хлоритизирована и актинолитизирована. По мнению Г. Д. Афанасьева и Н. П. Лупановой [3], эта формация является переходной к ассоциациям стабильных областей.

Метаморфизм пород Лабино-Зараусской подзоны обычно более высокий. Большая часть пород испытала интенсивное рассланцевание и

⁵ Значительные латеральные изменения фациальных условий и литологического состава пород в пределах Лабино-Зараусской подзоны позволяют И. И. Грекову наметить внутри нее три самостоятельные подзоны: а) Урупскую — с контрастным типом вулканитов и сокращенной мощностью разреза, б) Большелабинскую — с присутствием последовательно дифференцированных вулканитов при максимальной мощности разреза всех изверженных пород и в) Блыбскую — с контрастным или слабодифференцированным типом вулканитов и минимальной мощностью лав и туфов. Сопоставление этих трех подзон с Картджуртской и Кенделлярской, как вытекает из наших представлений о покровном строении среднепалеозойских толщ, возможно только после выполнения палинпастических преобразований.

метаморфизм актинолит-эпидотовой ступени фации зеленых сланцев, что, возможно, связано с особым тектоническим положением этих образований. В зоне контакта с подстилающими породами докембрийского параавтохтона на минеральные ассоциации зеленосланцевой фации накладываются более высокотемпературные; появляются четко картируемые зоны амфиболитизации (с сине-зеленой роговой обманкой), окварцевания, эпидотитизации и даже гранатитизации и турмалинитизации (эпидот-амфиболитовая фация).

ОБСТАНОВКА ПРОЯВЛЕНИЯ ДЕВОНСКОГО ОСТРОВОДУЖНОГО ВУЛКАНИЗМА

Имеющийся в нашем распоряжении фактический материал позволяет в общих чертах реконструировать палеовулканическую и палеоструктурную обстановку девонского времени (рис. 4). На первом этапе к северу (северо-востоку?) от Картджуртской подзоны, по-видимому, сформировалась подводная вулканическая гряда, цоколь которой сложен основными вулканитами (спилиты левобережья р. Малки). Вслед за этим произошли мощные излияния кислых лав и эта гряда стала островной. Продукты извержения ее вулканических аппаратов (чередование кислых и основных вулканитов), а также разрушения их надводных частей (конгломерато-брекчии) и составляют значительную часть разреза нижнего — среднего девона Картджуртской подзоны. На территории последней (в доступной для изучения части) вулканоструктуры, по-видимому, отсутствуют⁶. Неизвестны они также на площади Кенделлярской и Лабино-Зараусской подзон⁷, где в течение первого этапа происходит накопление мощных толщ недифференцированных низкокальциевых базальтов с очень малым коэффициентом эксплозивности при полном отсутствии терригенных образований. В Кенделлярской подзоне эти базальты и составляют практически весь разрез пород первого этапа, в Лабино-Зараусской в конце его формируется толща разнообразных по составу вулканитов, состоящая из «смешанных» лав, порфировых базальтоидов и других пород, по-видимому, поставившихся цепью вулканов, возникших в это время несколько южнее Лабино-Зараусской подзоны. Коэффициент эксплозивности в этой части разреза резко повышается.

Второй этап на территории всех трех подзон представлен кислыми вулканитами (излившимися и вулканокластическими). В Картджуртской подзоне они представлены маломощным, выклинивающимся к северу потоком, сопоставляющимся, по данным палеомагнитных измерений, с кварцевыми альбитофирами и их туфами двух смежных подзон. В двух северных подзонах и на значительной части Лабино-Зараусской эти вулканиты перекрываются толщей кремнистых сланцев, фиксирующих предсреднедевонскую поверхность выравнивания, что исключает возможность присутствия здесь вулканоструктур. Они, очевидно, были южнее, что подтверждается развитием грубообломочных вулканокластов в Лабино-Зараусской подзоне, а также литологией толщ следующего этапа.

Третий этап характеризуется затуханием вулканической деятельности. В двух северных подзонах вулканогенный материал представлен единичными потоками лав среднего состава, продуктами их разрушения, а также примесью резургентной (?) телепирокластики (принесенной скорее всего с юга) в осадочных и вулканомиктово-осадочных толщах. В западной части Лабино-Зараусской подзоны преобладают ювенильные псаммитовые и грубообломочные туфы различного состава, часто с крупными фрагментами кислых лав, нередко — с прослоями игнимбритов;

⁶ За исключением упомянутого района правобережья р. Чемарткол, где возможно присутствие перлитового купола.

⁷ Возможно, Пцицкерское палеоподнятия относится к числу вулканических построек.

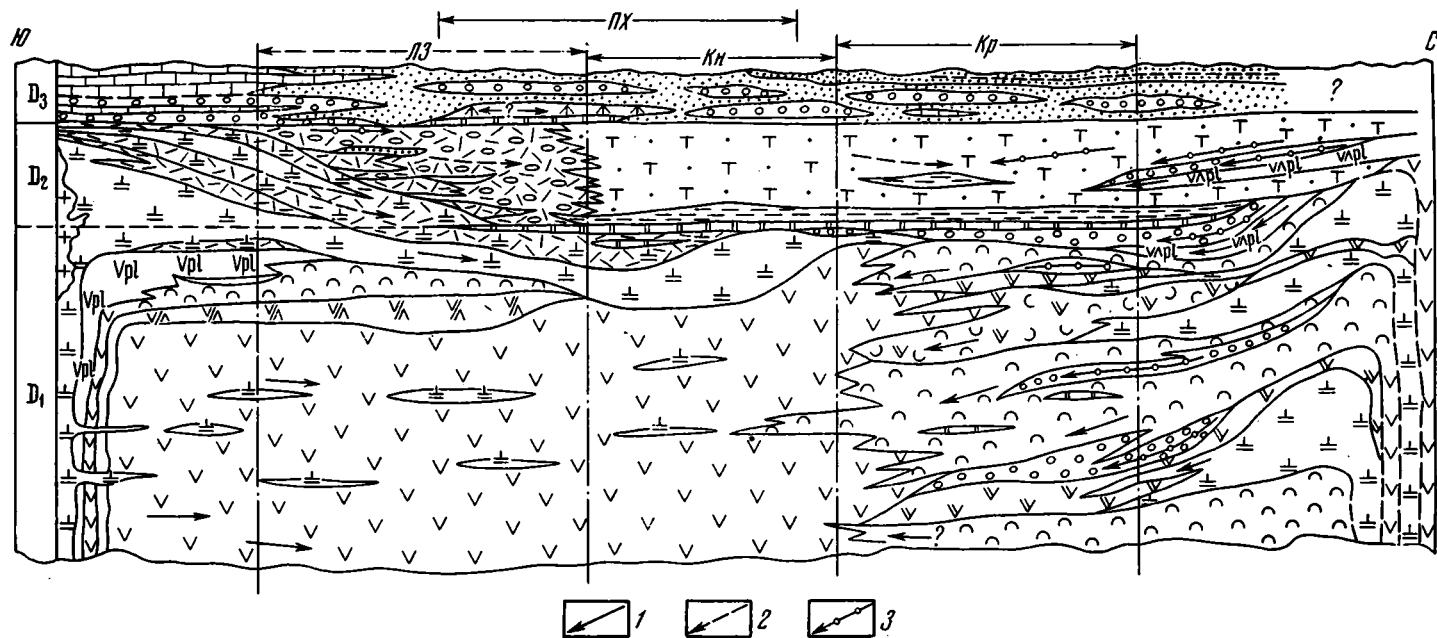


Рис. 4. Обобщенный палеофиль через палеозону островной дуги Большого Кавказа (вертикальный и горизонтальный масштабы выбраны произвольно; за поверхность выравнивания взята толща кремнистых сланцев — граница нижнего и среднего девона)

Направление движения: 1 — лавового материала; 2 — взрывно-обломочного; 3 — терригенного материала. ПХ — современная ширина зоны Передового хребта. ЛЗ, Кн, Кр — Лабина-Зарауская, Кенделлярская и Картджуртская подзоны. Остальные знаки см. на рис. 3

в восточной части туфогенный материал смешивается с терригенным, поступающим с размывающегося на юге вулканотектонического (?) сооружения. В составе гальки присутствуют не только кварцевые альбитофиры, но и комагматичные им плагиограниты. Последние в мелких обломках появляются в Картджуртской подзоне только в раннефаменское время.

ВЫВОДЫ

Таким образом, на территории палеозоны островной дуги вулканическая обстановка в девонское время менялась как во времени, так и по латерали. На первом этапе развития вулканизма в южной части палеозоны господствовали подводные трещинные излияния однородных базальтов, занимавших значительные пространства; из всех базитов они являются наиболее близкими основным породам океанической палеозоны, располагавшейся еще южнее (юго-восточнее?). Возможно, что в их основании за пределами рассматриваемого района располагаются базиты офиолитового комплекса. Севернее, ближе к платформе (Картджуртская подзона) вулканизм характеризуется значительным разнообразием его продуктов (в том числе и явно палингенного происхождения). Сходная вулканическая обстановка на юге проявляется позже, где к началу второго этапа возникает вторая вулканическая гряда (Лабино-Зарауская подзона). Пространство между нею и ранее описанной островной вулканической цепью представляет собой область аккумуляции вулканогенных пород.

Учитывая, что каждая из этих активных вулканических островных цепей должна была характеризоваться определенной симметрией в распределении продуктов извержения по отношению к вулканоструктурам, можно предполагать, что как к северу, так и к югу существовали обширные поля развития вулканитов девона, в последнем случае — далеко южнее современного положения зоны Главного хребта. Поперечное сокращение вулканической островной системы (см. рис. 4) до современной ширины зоны Передового хребта в результате шарьяжеобразования по нашей реконструкции получается в 3—4 раза.

Покровное строение зоны Передового хребта исключает трактовку этой структуры для среднего палеозоя как грабен-синклинория и не позволяет ее рассматривать в качестве интрадугового рифта [1, 2]. Даже не разбирая петрохимических доказательств, только из геологических данных ясно следует, что все, что имеется в Передовом хребте, т. е. все комплексы вулканических допозднепалеозойских пород во всех покровных единицах, хорошо укладывается в две ассоциации: океаническую и островодужную. Если последнюю объявить принадлежащей к интрадуговому рифту, то собственно островную вулканическую дугу создавать будет не из чего. Вместе с тем проблема палинспастических реконструкций области Большого Кавказа для палеозоя остается пока далеко не полностью решенной. Доказательств того или иного латерального расположения формационных комплексов разных покровных единиц недостаточно. Неизвестны по существу зоны, в которых находятся подводные каналы островодужного вулканизма, остатки вулканоструктур и т. д. Нам пришлось расположить их (см. рис. 4) за пределами непосредственно изученных вулканических подзон. Зона современного Главного хребта, по всей вероятности, не подходит на роль южной части палеоостровной вулканической дуги и должна быть при реконструкции отодвинута еще южнее. Тем более она не может рассматриваться наряду с Бечасынской зоной в качестве ограничений интрадугового рифта, так как обе они, состоя из нескольких покровных единиц, содержат иные элементы, скорее всего смежные с вулканической дугой или Тоханской палеозонной. Имеются в виду разрезы Уллу-Лахрана, океанической палеозоны и некоторые другие.

Литература

1. Абесадзе М. Б., Кекелия М. А., Мгелишвили Т. Н., Цимакуридзе Г. К., Чхотуа Т. Г., Шавишвили И. Д. Доальпийское развитие Кавказской активной континентальной палеоокраины.— В кн.: Проблемы геодинамики Кавказа. М.: Наука, 1982, с. 30—41.
2. Адамия Ш. А., Шавишвили И. Д. Модель тектонической эволюции земной коры Кавказа и сопредельных территорий (доальпийский этап).— Геотектоника, 1979, № 1, с. 77—84.
3. Афанасьев Г. Д., Лупанова Н. П. О среднепалеозойских щелочных эффузивах на Северном Кавказе.— Докл. АН СССР, 1961, т. 140, № 4, с. 889—891.
4. Баранов Г. И., Греков И. И. Доверхнепалеозойская структура Северного Кавказа.— В кн.: Тектоника Средиземноморского пояса. М.: Наука, 1980, с. 162—171.
5. Баранов Г. И., Греков И. И. Геодинамическая модель Большого Кавказа.— В кн.: Проблемы геодинамики Кавказа. М.: Наука, 1982, с. 51—59.
6. Белов А. А., Омельченко В. Л. Офиолиты в структуре Марухского покрова и некоторые вопросы стратиграфии и магматизма палеозоя Передового хребта Северного Кавказа.— Геотектоника, 1976, № 2, с. 44—56.
7. Магматические формации СССР. М.: Недра, 1979, т. I. 319 с.; т. II. 279 с.
8. Хаин Е. В. Тектонический покров в междуречье Большой и Малой Лабы (Передовой хребет Северного Кавказа).— Докл. АН СССР, 1977, т. 235, № 3, с. 655—658.
9. Field excursion guide-book of international working meeting of the Caucasus. Project No 5 IGCP. Тбилиси: Мецниереба, 1982, с. 84.

Объединение «Севкавказгеология»
Геологический институт АН СССР

Поступила в редакцию
10.XII.1982

УДК 551.242.12(59+910)

ГАТИНСКИЙ Ю. Г., ЗОРИНА Ю. Г., ЧИСТЯКОВ А. А.

**ОСОБЕННОСТИ РАЗЛОМНОЙ ТЕКТОНИКИ
ИНДОКИТАЙСКОГО РЕГИОНА**

В строении основных структурных элементов Индокитайского региона, включающих стабильные блоки докембрийской континентальной коры, разделяющие их фанерозойские подвижные пояса, мезозойские и кайнозойские наложенные впадины и современные шельфы, важную роль играют разломы, сгруппированные в четыре системы. Приведены данные по морфокинематической характеристике разломов; выделены мантийно-корковые (транслитосферные и литосферные) и коровые (фундамента и чехла) разрывные нарушения и главнейшие эпохи разломообразования. Отмечена связь полезных ископаемых с разломами различного типа.

Полуостров Индокитай вместе с прилегающими шельфами окраинных морей входит в состав юго-восточной части азиатского континента, расположенной на пересечении складчатых систем и разломов двух главных направлений: северо-восточного (катазиатского) и северо-западного (тетисного). На юго-западе и востоке Индокитайский регион граничит с переходной зоной от континента к океану, включающей островные дуги и окраинные моря Индонезии и Филиппин. Сведения о дизъюнктивных нарушениях этой части Азии сосредоточены главным образом в работах, появившихся в печати в последние 5—10 лет [1, 2, 5, 7—9, 12, 14—19, 22—24, 26, 27].

Жесткий каркас рассматриваемого региона образуют блоки континентальной коры докембрийской стабилизации (рисунок): Шанский на северо-западе, Индосинийский в центре и Северо-Вьетнамский (Вьетбакский) на северо-востоке. Последний блок представляет собой южное окончание более обширного массива докембрийской коры, составляющего фундамент Южно-Китайской платформы. Наиболее древние метаморфические комплексы, подвергшиеся складчатости и гранитизации около 2 млрд. лет назад (карельская эпоха тектогенеза) и 1—0,8 млрд. лет (грэнвиллская эпоха), выходят в районе Могок на севере Бирмы, в Контумском выступе в центре СРВ и в хр. Фансипан на севере СРВ [10].

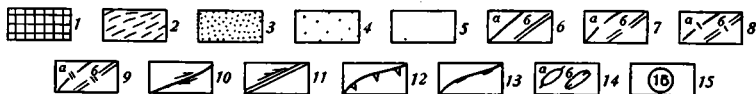
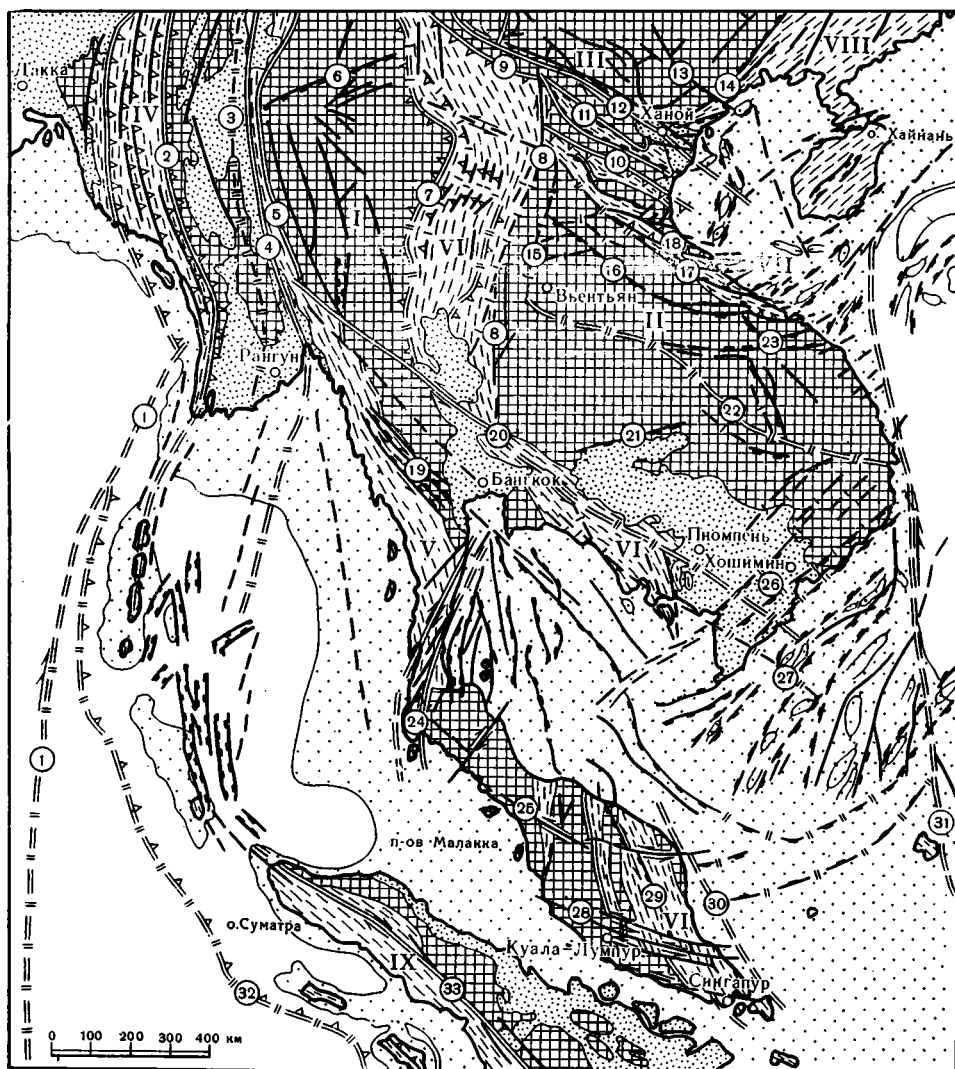
На обширных участках древний фундамент перекрыт складчатыми осадочными комплексами с преобладанием карбонатно-терригенных формаций платформенного и миогеосинклинального типов, накопившихся преимущественно в морской внутриконтинентальной или шельфовой обстановках. Они были дислоцированы с образованием укороченных линейных и германотипных складок в середине кембрия в байкальскую эпоху, в конце раннего — начале среднего палеозоя в каледонскую эпоху, в конце среднего — середине позднего палеозоя в герцинскую эпоху, в раннем мезозое в индосинийскую эпоху. Незатронутый или слабо охваченный последующими дислокациями эпикаледонский платформенный чехол сохранился только на северо-востоке региона в Катазии.

Отмеченные блоки докембрийской континентальной коры и их продолжения, погруженные под палеозойские и мезозойские шельфовые (миогеосинклинальные) комплексы, разделены подвижными поясами, в которых возраст коры является более молодым: среднепалеозойским, позднепалеозойским — раннемезозойским, позднемезозойским и раннекайнозойским. Эти пояса отвечают вулканическим островным дугам и бассейнам с корой промежуточного и океанического типа, разделявшим древние континентальные массивы в палеозое (Центрально-Тайландская — Восточно-Малаккская и Лазско-Вьетнамская зоны) или обрамлявшим их со стороны Палеотихого океана и Тетиса (Катазиатская, Во-

сточно-Бирманская и Западно-Бирманская зоны). Некоторые подвижные зоны возникли за счет вторичных расколов древних массивов в конце палеозоя — начале мезозоя при процессах рифтогенеза и новообразования коры промежуточного типа (зона р. Черной на севере СРВ, зона Семангол на п-ове Малакка). В результате последующей складчатости и гранитизации в них сформировалась мезозойская континентальная кора.

Для подвижных поясов характерно развитие флишевых, аспидных и вулканогенно-кремнистых формаций эвгеосинклинального ряда, часто присутствуют породы офиолитовой ассоциации, включая альпинотипные ультрабазиты, находящиеся в аллохтонном залегании или входящие в состав тектонического меланжа. Зоны подверглись интенсивной линейной складчатости с образованием надвигов и шарьяжей во время перечисленных выше эпох тектогенеза, а также в середине — конце мезозоя в киммерийскую эпоху и в начале — середине кайнозоя в раннеальпийскую эпоху.

Для рассматриваемого региона характерно широкое распространение орогенных комплексов только начиная с позднего триаса — ранней юры,



что связывается с интенсивно проявленной фазой столкновения и сгущения разъединенных до того блоков континентальной земной коры (индосинийский орогенез). На северо-западе региона (Западная Бирма) подобные процессы имели место позже: в середине — конце мела и в конце палеогена — начале неогена [2, 17]. Мезозойские и кайнозойские орогенные комплексы сложены преимущественно наземными красноватными или сероцветными молассами, часто угленосными, приуроченными к локальным наложенным впадинам. Для этих отложений обычны пологие дислокации, реже германотипные складки, осложненные разломами. В позднем кайнозое образовались покровы щелочных и субщелочных базальтов, излияния которых были, по-видимому, связаны с фазой неотектонического сводового поднятия и раскалывания территории [3].

С востока, юга и запада к п-ову Индокитай прилегают шельфовые области. Шельф Южно-Китайского моря протягивается в субмеридиональном направлении вдоль побережья Вьетнама на расстояние свыше 2000 км и по своим структурно-геоморфологическим характеристикам отчетливо разделяется на три части: северную, центральную и южную. Северная часть шириной более 250 км целиком расположена в пределах залива Бакбо, где преобладают глубины от 50 до 80 м. Нарастание глубин с 20—40 м до 100—120 м происходит крайне постепенно в направлении с северо-запада на юго-восток. Уступ северного шельфа Вьетнама выражен весьма четко. Его высота колеблется от 100—150 м южнее 16° северной широты до 600—800 м в районе 18-й параллели, где ориентировка уступа меняется с меридиональной на северо-восточную при приближении к о. Хайнань. В крайней северо-восточной части уступ шельфа становится значительно положе, и увеличение глубин от бровки шельфа (150—200 м) до основания уступа (800—1000 м) происходит уже на расстоянии около 15—20 км, а не 2—5 км, как в районе 17-й параллели.

Центральная часть Вьетнамского шельфа протягивается от о. Ре до 11° с. ш. на расстояние около 500 км при ширине лишь 30—60 км. Здесь выделяется только одна зона субмеридионально ориентированных новейших поднятий. Бровка шельфа проходит примерно по изобате 200 м. На севере центральной части уступ шельфа пологий, и его высота не

Схема разломной тектоники Индокитайского региона

1—5 — основные структурные элементы: 1 — блоки докембрийской континентальной коры (древние платформы и срединные массивы вместе с палеозойскими и мезозойскими многоэпиклинальными зонами), 2 — фанерозойские подвижные пояса (эв- и мезогеосинклинальные зоны), 3 — крупные позднекайнозойские наложенные впадины на континенте, 4 — современные шельфы, 5 — глубоководные котловины и их склоны; 6—9 — разломы, установленные и предполагаемые (а — коровые, б — мантийно-коровые): 6 — по геолого-геофизическим данным, 7 — по геоморфологическим данным, 8 — по космогеологическим данным, 9 — по комплексу данных; 10—13 — кинематические типы разломов: 10 — сдвиги, 11 — трансформные разломы, 12 — надвиги, 13 — сбросы; 14, 15 — прочие обозначения: 14 — локальные новейшие структуры, выраженные в рельефе морского дна (а — положительные, б — отрицательные), 15 — главные разломы Индокитайского региона (1—90-го градуса, 2 — Аракан-Йома *, 3 — Пегу-Йома *, 4 — Саганг *, 5 — Панлаунг *, 6 — Северо-Шанский, 7 — Бирмано-Лаосская зона разломов *, 8 — Лайтяу-Пхетчабун *, 9 — Верхняя Янцзы-Айлаошань *, 10 — Тханьхоа *, 11 — Шонгда (р. Черной), 12 — Шонгхонг (р. Красной) *, 13 — Каобанг, 14 — зона разломов Куангнинь *, 15 — Вангвиенг, 16 — Сиангкхуанг-Меконг, 17 — Осевой Чыонгшонский, 18 — зона разломов Шонгка, 19 — зона разломов Трех пагод, 20 — Трансиндокитайский *, 21 — Дангрек *, 22 — Пхупхан-Ванфонг *, 23 — зона разломов Кхеммарат-Дананг *, 24 — зона разломов Ранонг *, 25 — Бокбак, 26 — зона разломов дельты Меконга *, 27 — Кампот — Катау, 28 — зона разломов Куала-Лумпур, 29 — Лебир, 30 — Восточно-Малайский, 31 — Хайнань-Натуна *, 32 — Зондско-Ассамский, 33 — Семанко *). Цифрами на схеме обозначены: I—III — блоки докембрийской коры (I — Шанский, II — Индосинийский, III — Северо-Вьетнамский); IV—IX — фанерозойские подвижные пояса (IV — Западно-Бирманский, V — Восточно-Бирманский, VI — Центрально-Тайландский — Восточно-Малаккский, VII — Лаосско-Вьетнамский, VIII — Катазиатский, IX — Зондский)

* Краткие сведения о разломе приведены в таблице.

превышает 50—70 м, а на юге к краю шельфа подходит крупный новейший разлом, выраженный в рельефе дна уступом до 1000 м.

В южной части шельф Вьетнама снова резко расширяется до 200—400 км. Он хорошо подразделяется на два района: дельты р. Меконг и Сиамского залива. Южный шельф Вьетнама заметно выровнен за счет большого поступления речных наносов, и нарастание глубин происходит крайне поступенно (20 м на 100 км). Отличительной чертой подводного рельефа Меконгского района южного шельфа является сложная система затопленных протоков дельты р. Меконг, приуроченных к регрессивным фазам стояния уровня моря на отметках 20 и 30 м.

Северная часть Андаманского моря, так называемый Мартабанский шельф, занята обширной авандельтой р. Иравади, аккумулятивная поверхность которой весьма полого погружается к югу. Подводный край дельты маркируется четким свалом глубин на отметках 40—50 м. На поверхности авандельты прослеживаются довольно многочисленные долинообразные понижения затопленных дельтовых протоков, «устья» которых приурочены к подводным береговым линиям, достаточно отчетливо выделяющимся на абсолютных отметках: 10—11, 20—22 и 25—50 м. На глубинах порядка 100—120 м, уже за пределами авандельты, эти протоки «сливаются» друг с другом, образуя крупную долину, которая в пределах континентального склона переходит в подводный каньон Мартабан тектонического происхождения. Он имеет V-образную форму и относительно глубину «вреза» до 800 м. Мартабанский шельф к юго-востоку, значительно расширяясь, переходит в обширный шельф Мергуи, протягивающийся вплоть до Малаккского пролива. Шельф Мергуи в отличие от Мартабанского отчетливо подразделяется на внутренний, с глубинами до 100 м, и внешний, с глубинами от 200 до 500 м. Они отделяются друг от друга крутым уступом высотой около 100 м, протягивающимся в меридиональном направлении на расстояние свыше 800 км. Уступ этот, по всей вероятности, имеет тектоническое происхождение.

Многочисленные разрывные нарушения Индокитайского региона. Основные характеристики главнейших разломов приведены в таблице и могут быть сгруппированы в четыре системы. Наиболее четко выражена система разломов северо-западного простирания, изменяющегося на севере и западе региона на северо—северо-западное. Часть из них имеет древнее (протерозойское) заложение, например разломы Северного и Центрального Вьетнама, ограничивающие блоки древней континентальной коры. Движения по ним неоднократно возобновлялись на протяжении геологической истории, а по некоторым (разломы Шонгхонг, Транс-индокитайский — 12, 20 на рисунке) продолжают на неотектоническом этапе, что подтверждается распределением эпицентров землетрясений и другими геолого-геофизическими данными [9, 11, 21].

В морфокинематическом отношении среди разрывных нарушений этой системы преобладают крупные сбросы и сдвиги. На шельфе Сиамского залива разломы северо-западного простирания ограничивают компенсированные прогибы с мощностью кайнозойских отложений до 9 км. В центральных частях прогибов отмечены повышенные значения теплого потока [16], а на бортах — проявления щелочно-базальтового вулканизма, что позволяет предполагать их рифтогенную природу [3]. Наиболее крупный из разломов, установленных геофизическими методами (магнитометрия и сейсмометрия) в пределах Сиамского залива, протягивается от широты г. Котабару (Малайзия) на северо — северо-запад до островов Кох Крем, являясь восточной границей упомянутых кайнозойских осадочных бассейнов [13].

Система разрывных нарушений северо-восточного простирания наиболее отчетливо выделяется в Катазии и на юге Вьетнама. Это обычно менее протяженные по сравнению с предыдущими разломы часто палеозойского заложения, преимущественно сбросы, возобновлявшие свою активность в мезозое. На неотектоническом этапе большинство из них неактивно или слабо активно (некоторые поперечные разломы Ханойской и Меконгской наложенных впадин, по которым происходит ступен-

Характеристика некоторых главнейших разломов Индокитайского региона

Название разлома (в скобках — номер на схеме)	Размеры и морфокинематическая характеристика						Время заложения; главные этапы движения
	длина, км	ширина, км	глубина проникновения и тип разлома по положению в литосфере	ведущий морфокинематический тип разлома на последнем этапе активности	амплитуда перемещения, км		
					горизонтального	вертикального	
Система разломов северо-западного простирания							
Аракан-Йома (2)	1500	5—30	Мантийно-коровый (транслитосферный)	Система пологих надвигов и чешуй, падающих к востоку (палеозона Вадати — Заварицкого — Бенюфа (ВЗБ))	>1000 (предполагаемая)	—	P; P ₃ , N ₁
Пегу-Йаа (3)	1100	<10	Коровый (погрбенный фундамента)	Система крутых сбросов со ступенчатым погружением к западу	—	10—15	K; K ₂ , P, N, Q
Сагаинг (4)	1100	2—20	Мантийно-коровый (литосферный)	Правый сбрососдвиг с опущенным западным крылом	Более 100 (предполагаемая)	1—1,5	N ₁ ; N, Q
Панлаунг (5)	1000	≤15	Мантийно-коровый (транслитосферный)	Сброс с погружением восточного крыла и система надвигов, падающих к востоку (палеозона ВЗБ)	>100 (предполагаемая)	2,5	T ₃ ; J, K
Верхняя Янцзы — Айлао-шань (9)	>2500	7—40	То же	Система надвигов и чешуй падающих к юго-западу (палеозона ВЗБ)	>1000 (предполагаемая)	—	PR ₃ ; PZ, T, J, K
Тханьхоа (10)	>350	≤10	»	Система надвигов и чешуй, падающих к юго-западу (палеозона ВЗБ)	>1000 (предполагаемая)	—	PR ₃ ; PZ, PZ ₂
Зона разломов Шонгхонг (р. Красной) (12)	>1500	8—15	Мантийно-коровый (литосферный)	Правый взбрососдвиг с раздвигом на юго-востоке	150—200	5	PR ₁ ; PR, PZ ₁₋₂ , K ₂ , P ₃ , N, Q
Транс-индокитайский (20)	>1600	10—25	То же	Система крупных левых сдвигов	≤200	—	K ₂ ; P, N, Q
Пхупхан—Ванфонг (22)	1100	2—5	»	Система сбросов со ступенчатым погружением к юго-западу	—	5	PR ₁ ; PR, PZ ₁₋₂ , MZ, KZ, P, N, Q
Семанко (33)	2000	≤15	Мантийно-коровый (транслитосферный)	Глубинный правый сдвиг	>400 (предполагаемая)	—	MZ; K ₂ , P, N, Q
Система разломов северо-восточного простирания							
Бирмано-Лаосская зона разломов (7)	900	20—150	Мантийно-коровый (транслитосферный)	Система пологих надвигов и чешуй, падающих к западу (палеозона ВЗБ)	Более 100 (предполагаемая)	—	PZ ₃ ; P, T, J ₁
Зона разломов Куангнинь (14)	350	3—11	Коровый (фундамента и чехла)	Система крутых сбросов и взбросов	—	3—4	PZ ₁ ; S, D, T, J, N
Зона разломов дельты Меконга (26)	500	100	Мантийно-коровый (литосферный)	Система сбросов со ступенчатым погружением к юго-востоку	—	≤4	P; P ₃ , N, Q

Название разлома (в скобках — номер на схеме)	Размеры и морфокинематическая характеристика						Время заложения; главные этапы движения
	длина, км	ширина, км	глубина горнирования и тип разлома по положению в литосфере	ведущий морфокинематический тип разлома на последнем этапе активности	амплитуда перемещения, км		
					горизонтального	вертикального	

Система разломов субмеридионального простираения

Лайтяу — Пхетчабун (8)	800	≤10	Коровый (фундамента и чехла)	Система правых сдвигов	≤60	—	T ₃ ; T ₃ , J
Зона разломов Ратонг (24)	850	40—80	Мантийно-коровый (литосферный)	То же	200—250	—	K ₂ ; P, N
Хайнань — Натуга (31)	3000	≤40	Мантийно-коровый (транслитосферный)	Система полусдвигов (трансформных разломов) со смещением к северу их восточных крыльев	>1000	≤4 (локально)	K; K ₂ , P, N

Система разломов субширотного простираения

Дангрек (21)	300	1—1,5	Коровый (чехла)	Сброс и неотектонический уступ с погружением южного крыла	—	0,4—0,5	Q
Зона разломов Кхеммат — Дананг (23)	400	30	Коровый (фундамента и чехла)	Система сбросов, ограничивающих крупный мезозойский грабен	—	2,5—3,0	T; T ₃ , J, K, KZ

чатое погружение блоков фундамента). На севере СРВ большая активность северо-западных разломов по отношению к северо-восточным выражена в современных геофизических полях [5].

На северном шельфе Вьетнама по геоморфологическим данным выделяется три разлома северо-восточного простираения, расположенных севернее и южнее о. Хайнань. Наиболее четкое отражение в рельефе дна имеет самый южный разлом, совпадающий с шельфовым уступом высотой до 600 м. Два небольших разлома того же направления можно наметить в районе Парасельских островов и южнее, уже за пределами шельфа. По геофизическим данным, северо-восточные разломы отмечаются в районе дельты р. Меконг и в южной части Сиамского залива, однако в рельефе дна они практически не выражены. В Андаманском море по различным данным выделяется несколько крупных разломов северо—северо-восточного простираения.

Достаточно четко в регионе устанавливается также **система субмеридиональных разломов**, иногда отклоняющихся к северу — северо-востоку или северу—северо-западу. В морфокинематическом отношении это преимущественно крупные сдвиги и трансформные разломы, реже надвиги. Рассматриваемая система моложе двух предыдущих. Большинство субмеридиональных нарушений заложилось в мезозое или раннем кайнозое и отчетливо смещает более древние разломы (см. рисунок). На шельфе залива Бакто на основании анализа батиметрических данных выделяется один крупный субмеридиональный разлом, в северной части совпадающий с четко выраженным долинообразным понижением, раскрывающимся к югу. В центральной части Вьетнамского шельфа по геоморфологическим особенностям дна намечен крупный меридиональный разлом. На севере он совпадает с бровкой шельфа, а далее к югу постепенно отходит на глубины 500—800 м, где выражен резким уступом в рельефе дна высотой до 400—500 м. Субмеридиональные разломы выделяются и в Андаманском море, где с ними связана система рифтов, параллельная

простирацию Андаманских и Никобарских островов [25]. В пределах Сиамского залива разломы субмеридионального простираания образуют ряд горстов, грабенон и полуграбенон, контролировавших осадконакопление в кайнозойских прогибах.

Наименее распространенной и, по-видимому, самой молодой является **система субширотных разрывных нарушений**, представленная неотектоническими уступами, реже сдвигами на континенте и на шельфе. Примером может служить уступ Дангрек, ограничивающий с юга плато Корат (21 на рисунке).

По глубине проникновения и положению в литосфере разломы региона разделены на **мантийно-коровые** и **коровые** (рисунок). Среди первых в свою очередь выделяются транслитосферные, являющиеся отражением крупнейших неоднородностей в строении верхних оболочек нашей планеты (таблица). Под **транслитосферными разломами** понимаются разрывные нарушения, пересекающие всю геологически однородную верхнюю оболочку Земли и уходящие корнями в слой пониженной вязкости — астеносферу. Примерами транслитосферных разломов являются современные зоны Вадати—Заварицкого—Беньофа, устанавливаемые по развитию глубокофокусных землетрясений (Зондско-Ассамская — 32 на рисунке), их ископаемые аналоги с развитием офиолитовых поясов и зон меланжа (например, разломы Аракан-Йома, Верхняя Янцзы — Айлаошань — 2,9 на рисунке) и крупные трансформные разломы типа разлома Девяностого градуса (1 на рисунке). Все они являются структурами I порядка протяженностью более 1000 км, четко фиксируются в геофизических полях, часто контролируют развитие различных магматических образований и оказывают решающее влияние на характер осадконакопления и взаимоотношение блоков континентальной и океанической коры.

Далее среди мантийно-коровых выделяются **литосферные разломы**, к которым относятся дизъюнктивные нарушения, пересекающие всю земную кору и уходящие корнями ниже раздела Мохо, т. е. в верхнюю мантию, но не выходящие за пределы геологически однородного слоя (литосферы). Литосферные разломы устанавливаются в первую очередь по развитию продуктов глубинного магматизма основного и ультраосновного состава. Примерами могут служить разлом Сагаинг в Бирме (4 на рисунке), зоны разломов Шонгхонг и Шонгда во Вьетнаме (11, 12 — на рисунке) и ряд других. На связь этих разломов со значительными глубинами указывает приуроченность к ним мантийного щелочно-базальтового вулканизма. Они возникли при крупных расколах континентальных блоков и формировании рифтовых систем и континентальных окраин. Возможно, к этой же группе относятся наиболее крупные внутриконтинентальные сдвиги типа Трансиндокитайского или сдвиговой зоны Ранонг на п-ове Малакка (20, 24 на рисунке), по которым перемещались относительно друг друга отдельные части более обширных литосферных плит. Литосферные разломы также являются структурами I, реже II порядка.

Разломы коровые могут быть разделены на дизъюнктивные структуры **фундамента и чехла** (или только фундамента), пересекающие большую часть земной коры (сдвиги Лайтяу-Пхетчабун, Бокбак, разлом Осевой Чыонгшонский — 8, 25, 17 на рисунке и др.), и **чехла**, нарушающие только осадочную оболочку. Те и другие отражают неоднородности в строении коры, причем первые из них (кроме сдвигов) контролируют большинство проявлений существенно корового известково-щелочного магматизма. Для коровых разломов характерны более скромные размеры, длина их обычно не превышает несколько сот километров. Это разломы II и чаще более мелких порядков. К тем же порядкам относятся и геологические структуры, которые они осложняют: антиклинории, синклинории, массивы, впадины. К разломам чехла, по-видимому, принадлежит большая часть разрывных нарушений, выявленных на шельфе.

На основании данных о возрасте разрывных нарушений, приведенных в таблице, а также ряда работ, затрагивающих вопросы тектонической эволюции Юго-Восточной Азии [4, 8, 10, 12, 19, 20, 23], на рассматриваем-

мой территории могут быть установлены основные эпохи разломообразования и одновременного формирования других геологических структур, перечисленные ниже. Объем статьи, к сожалению, не позволяет дать развернутое обоснование их выделения, и читатели, интересующиеся таким обоснованием, а также более полным изложением сведений и современных представлений о тектоническом развитии Индокитайского региона, могут обратиться к упомянутым работам.

1. Ранний протерозой — становление древних континентальных ядер [10], сопровождавшееся заложением ограничивающих их крупных разломов, как правило длительно развивавшихся на протяжении всей остальной геологической истории.

2. Поздний протерозой — возникновение подвижных поясов неогей, связанное с взаимодействием между крупными блоками океанической и континентальной коры (литосферными плитами) и заложением первых зон Вадати—Заварицкого—Беньофа.

3. Ранний палеозой — дальнейшее усложнение и дифференциация подвижных поясов, заложение разломов, ограничивающих частные геосинклинальные и геоантиклинальные структуры (в первую очередь на северо-востоке региона в области катазиатских каледонид и окраины Южно-Китайской платформы).

4. Средний палеозой — столкновение континентальных блоков Катазии и Индосинии на востоке региона в пределах Лаосско-Вьетнамского подвижного пояса с формированием серии надвигов северо-западного простирания и образованием единого Восточно-Азиатского континента.

5. Поздний палеозой — дробление окраин блоков докембрийской континентальной коры, заложение новых разломов, связанных с процессами рифтогенеза. Местами эти процессы начались еще в среднем палеозое (плато Шан в Восточной Бирме), но особенно активно происходили в середине перми, сопровождаясь формированием специфических щелочно-базальтовых и континентальных толеитовых магматических серий [6].

6. Поздний триас — возникновение единого континентального массива Юго-Восточной Азии в результате столкновения древних блоков Синобирмании и Восточно-Азиатского и скупивания континентальной коры на окраине Евразии [4]. Эти процессы сопровождались формированием мезозойских складчатых поясов, надвигов и протяженных сдвигов во внутренних частях региона, а также возобновлением активности ранее заложённых разломов.

7. Мел — дробление окраин континентального массива Юго-Восточной Азии и заложение современных окраинных морей, сопровождавшееся образованием сбросов, раздвигов, рифтовых систем. Одновременно или несколько раньше (со второй половины юры) происходили крупные латеральные перераспределения масс океанической и континентальной коры в масштабах всего востока Евразии, выразившиеся в формировании новых крупных сдвигов и трансформных разломов [20, 23].

8. Палеоген, особенно рубеж эоцена и олигоцена — начало столкновения Индийского субконтинента с Евразией, приведшего к возникновению кайнозойских складчатых поясов, крупных сдвигов и надвигов на юге и западе региона.

9. Неоген — дифференциация кайнозойских складчатых поясов и образование наложенных неотектонических впадин и рифтогенных прогибов на шельфе, сопровождавшееся заложением сбросов в их бортах.

10. Четвертичный период — формирование современного рельефа и заложение неотектонических уступов на континенте и шельфе.

Обращаясь к связи главных разломов Индокитайского региона с минерагенезом и формированием залежей углеводородов, можно в общем виде отметить, что для большинства мантийно-коровых разломов характерны проявления оруденения, приуроченного к ультраосновным и основным магматическим породам (хромиты, никелевые, железные, медно-колчеданные руды). Главнейшие коровые разломы контролируют распределение оловянного, вольфрамового, полиметаллического, медно-порфинового и другого оруденения, связанного с известково-щелочным маг-

матизмом. Наложенные впадины на континенте и прогибы на шельфе, выполненные мощными комплексами существенно терригенных осадков и ограниченные системами сбросов, являются в Юго-Восточной Азии основными участками скопления углеводородов. В пределах шельфа в структурных ловушках (пологих антиклинальных складках различного простираения, часто нарушенных разломами) выявлены скопления нефти и газа в бассейнах: Сиамском, Суматринском, продолжающемся в Андаманское море, Меконгском. Залежи пластовые сводовые, иногда тектонически или стратиграфически экранированные (региональное миоцен-плиоценовое несогласие). Промышленно нефтегазоносны породы палеоген-неогенового возраста.

Проведенный анализ разломной тектоники п-ова Индокитай и прилегающих территорий представляет собой первую попытку обобщить имеющиеся данные по этому вопросу, классифицировать главнейшие дизъюнктивные нарушения и связать их заложение и развитие с геологической эволюцией региона в докембрии и фанерозое. У авторов не существует сомнений в том, что эта попытка далека от совершенства и обладает многими недостатками и пробелами. Объективная причина возможных недочетов заключается в неполноте данных, которыми они располагали, и в недостаточной еще геологической изученности рассматриваемого региона. Однако несмотря на недостатки, сделанный выше анализ является, по-видимому, полезным и может послужить основой для дальнейшего более углубленного исследования.

Из числа нерешенных или частично нерешенных вопросов и путей их возможного решения важнейшими можно считать следующие.

1. Создание более полной тектонической основы по принципу возраста формирования континентальной коры и выделения естественных структурно-формационных комплексов — путем проведения актуалистического латерального анализа осадочных и магматических формаций по конкретным временным срезам.

2. Уточнение геофизической характеристики разломов, в первую очередь сейсмотектонической — путем суммирования данных по землетрясениям и решениям фокальных механизмов в эпицентрах.

3. Контроль имеющихся и выявление новых нарушений — путем проведения полевых исследований и анализа космоснимков на рассматриваемую территорию.

4. Уточнение возраста заложения разломов — путем изучения взаимоотношений дислоцированных толщ и построения моделей тектонической эволюции региона по конкретным временным срезам.

Литература

1. Бертон С. К. Полуостровной Таиланд.— В кн.: Мезозойско-кайнозойские складчатые пояса. Т. 1. М.: Мир, 1977, с. 368—386.
2. Бруншвайлер Р. О. Индо-Бирманские хребты.— В кн.: Мезозойско-кайнозойские складчатые пояса. Т. 1. М.: Мир, 1977, с. 340—367.
3. Гатинский Ю. Г. Кайнозой юго-востока азиатского континента и некоторые вопросы процесса рифтогенеза.— Изв. вузов. Геология и разв., 1980, № 3, с. 19—31 (статья 1); № 7, с. 28—36 (статья II).
4. Гатинский Ю. Г. Геокинематические реконструкции юго-восточной части азиатского континента в позднем фанерозое.— Изв. вузов. Геология и разв., 1981, № 4, с. 61—69 (статья I); № 5, с. 10—19 (статья II).
5. Гатинский Ю. Г., Рассказов Ю. П., Исаев Е. Н., Ле Ван Кы, Каменецкий А. Е., Сухов В. И., Чан Ван Чи. Структурные элементы Демократической Республики Вьетнам.— Сов. геол., 1973, № 9, с. 95—110.
6. Гатинский Ю. Г., Дао Динь Тхук. Особенности геологического строения и развития палеорифтовой зоны Шонгда (реки Черной) во Вьетнаме.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1982, т. 57, вып. 3, с. 12—25.
7. Ле Ван Мань. Разломы земной коры Северного Вьетнама и их роль в формировании тектонической структуры: Автореф. канд. дис. М.: МГРИ, 1979. 21 с.
8. Мишина А. В., Зорина Ю. Г. Структурная эволюция земной коры переходных зон Юго-Восточной Азии и Восточной Австралии. Итоги науки и техники, общая геология. М.: ВINITI, 1981. 83 с.
9. Нгуен Хьеп. Исследование тектонического строения Ханойской впадины по геофизическим данным: Автореф. канд. дис. М.: МИНХ и ГИ, 1979. 23 с.

10. *фан Чыонг Тхи*. Геология метаморфических комплексов Юго-Восточной Азии: Автореф. докт. дис. М.: Геол. ф-т МГУ, 1980. 46 с.
11. *Чан Ван Чи, Нгуен Ван Тьен, Ле Ван Кы, Зыонг Суан Хао, Ле Хунг, Ву Хук, Фам Дык Лыонг, Фам Ким Нган, Чан Динь Няп, Хоанг Хыу Куи, Тонг Зюи Тхань, Фан Чыонг Тхи, Чинь То, Нгуен Том, Нгуен Суан Тунг, Нгуен Динь Ю*. Геология Вьетнама, северная часть. Объяснительная записка к геологической карте масштаба 1:1 000 000. Ханой, 1977. 354 с. (на вьетнамском языке).
12. *Das S., Filson J. R.* On the tectonics of Asia.— *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1975, v. 28, № 2, p. 241—253.
13. *Dash B. P., Ahmed K. O., Hubral P.* Seismic investigation in the region of Poulo Panjang, offshore from southwestern Viet-Nam.— *Techn. bull. CCOP*, 1970, v. 3, p. 37—54.
14. *Garson M. S., Amos B. J., Mitchell A. H. G.* The geology of the area around Meyaungga and Ye-ngan, Southern Shan States Burma.— *Overseas Mem. Inst. Geol. Sci.*, 1976, № 2, 72 p.
15. *Geology of the Malay Peninsula (West Malaysia and Singapore)/Ed. Gobbett D. J., Hutchison C. S.* N. Y.: Wiley-Interscience, 1973. 403 p.
16. *Geophysical Atlas of the East and Southeast Asian Seas. Comp. under the direction of D. E. Hayes.*— *Lamont-Doherty Geol. Observatory*, 1978.
17. *Goossens P. J.* The metallogenic provinces of Burma: their definitions, geologic relationships and extension into China, India and Thailand. *Proceed. of the 3-d Region. Confer. on the Geol. and Miner. Res. of SE Asia. Bangkok*, 1978, p. 431—492.
18. *Haile N.* Palaeomagnetic evidence for rotation and northward drift of Sumatra.— *J. geol. Soc. London*, 1979, v. 136, p. 541—546.
19. *Hamilton W.* Tectonics of the Indonesian Region. *Geol. Surv. profes. Paper N 1078, US Govern. Washington: Printing Office*, 1979. 345 p.
20. *Hilde T., Uyeda S., Kroenke L.* Evolution of the Western Pacific and its margin.— *Tectonophysics*, 1977, v. 38, № 1—2, p. 141—165.
21. *Holcombe C. J.* How rigid are the lithospheric plates? Fault and shear rotations in southeast Asia.— *J. Geol. Soc. London*, 1977, v. 134, № 3, p. 325—342.
22. *Ho Manh Trung.* Esquisse structurale du delta du Mékong. Discussion du problème pétrolier.— *Arch. géol. du Viet-Nam, Saigon*, 1969, № 12, p. 195—209.
23. *Huang T. K.* An outline of the tectonic characteristics of China.— *Ecolog. geol. Helv.*, 1978, v. 71, № 3, p. 611—635.
24. *Molnar P., Tapponier P.* Cenozoic Tectonics of Asia: Effects of a Continental Collision.— *Science*, 1975, v. 189, p. 419—426.
25. *Paule D. D., Lian H. M.* Offshore tertiary basins of Southeast Asia, Bay of Bengal to South China Sea.— *Proceed. of the 9th World Petrol. Congr.*, 1975, v. 3, p. 107—121.
26. *Ridd M. F.* Faults in South-East Asia and the Andaman rhombochasm.— *Nature Phys. Sci.*, 1971, v. 229, № 2, p. 51—52; № 7, p. 204—209.
27. *Workman D. R.* Geology of Laos, Cambodia, South Vietnam and the eastern part of Thailand.— *Overseas Mem. Inst. Geol. Sci.*, 1977, № 50. 30 p.

УДК 552.57+551.24

ГРЕЧУХИН В. В., ЛИШИН В. П., ВОЕВОДА Б. И.

ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ИСКОПАЕМЫХ УГЛЕЙ И ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД КАК ПОКАЗАТЕЛИ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ

Рассматриваются два типа тектонических структур: постинверсионные и доинверсионные, их петрофизические характеристики на примере Павлоградско-Петропавловского района Донбасса.

По данным геофизических исследований угольных скважин строятся региональные карты изменения физических свойств аргиллитов, алевролитов и песчаников по отдельным стратиграфическим горизонтам, на которых однозначно разграничиваются два указанных типа тектонических структур на основе различия их петрофизических характеристик.

Разграничение угленосных тектонических структур на доинверсионные и постинверсионные структуры имеет большое научное и практическое значение. Например, указанные два типа структур имеют различное значение для прогнозирования преобразования углей. Известно, что в доинверсионных структурах наблюдается увеличение степени метаморфизма угольного пласта с увеличением современной глубины его залегания, так как эта глубина отражает соответствующее изменение максимальной палеоглубины, на которой завершилась углефикация данного угольного пласта, что не наблюдается в постинверсионных структурах [3, 4]. Следовательно, наличие доинверсионных структур служит дополнительным резервом для поисков углей дефицитных марок.

Рассмотрим такое разграничение структур на примере Павлоградско-Петропавловского района Донбасса.

Павлоградско-Петропавловский район расположен в юго-западной части Донецкого бассейна и занимает площадь 1425 км² (95×15 км). На востоке он граничит с Красноармейским районом, на западе — с Новомосковским (рис. 1). Угленосные отложения представлены породами нижнего карбона (Самарская свита С₁³). В северном направлении нижекарбоновая толща погружается и перекрывается мощной толщей отложений среднего карбона [1]. Самарская свита разделяется на верхнюю и нижнюю подсвиты. Нижняя подсвита (продуктивная) содержит до 32 угольных пластов и прослоев от 0,1 до 1,5 м, из которых 23 пласта имеют промышленное значение. По степени метаморфизма угли относят к V—VII (Д₁, Д₂, Г) стадиям (по Гречухину В. В.) [4, 5]. Мощность терригенной толщи увеличивается на север и северо-восток района.

Углевмещающие породы представлены аргиллитами, алевролитами, песчаниками и их разновидностями.

Комплекс осадочных пород характеризуется моноклиналим залеганием с углами падения 2—5° на северо-восток в направлении к оси Днепровско-Донецкой впадины.

В тектоническом отношении район представляет южное крыло западной части Донбасской геосинклинали. Основными нарушениями являются сбросы, направленные с юго-востока на северо-запад под различными углами к простиранию пород.

Необходимо рассматривать отдельно влияние на физические свойства пород: а) постинверсионных тектонических нарушений, б) доинверсионных тектонических нарушений.

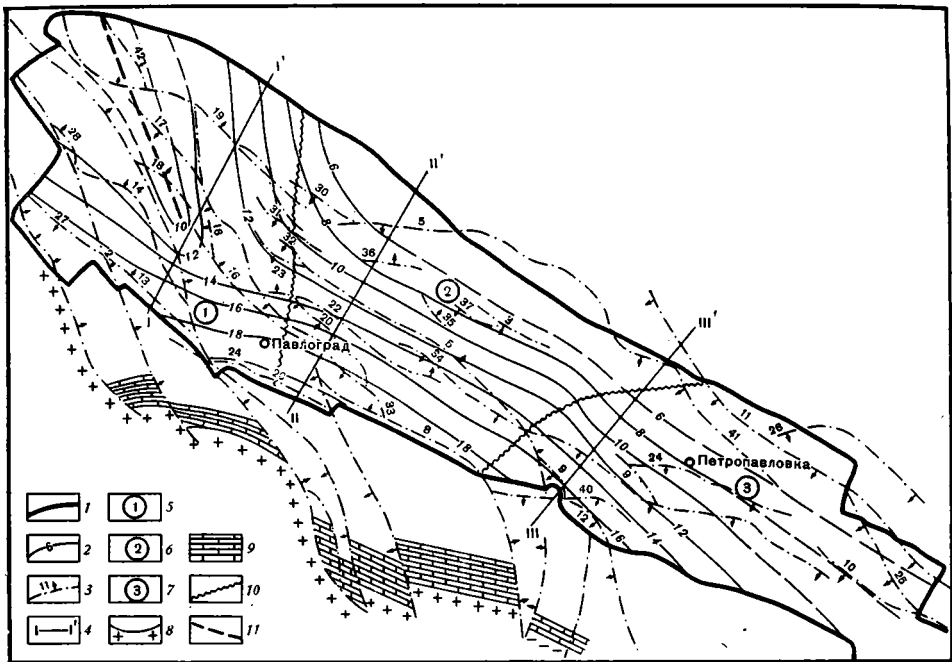


Рис. 1. Схематическая карта изменений пористости аргиллитов и тектонических нарушений Павлоградско-Петропавловского района Донбасса
 1 — граница района; 2 — изолинии пористости (в %); 3 — тектонические нарушения с данными амплитуды и направления падения; 4 — профили наблюдений; 5 — Павлоградский грабен; 6 — Богдановский грабен; 7 — Петропавловская структура; 8 — породы докембрия; 9 — карбонатные породы; 10 — граница грабенов; 11 — ось аномалии

ПОСТИНВЕРСИОННЫЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ НАРУШЕНИЯ

Наиболее распространенным видом постинверсионных тектонических нарушений являются сбросы. На геологической карте Павлоградско-Петропавловского района показано 43 сброса различных амплитуд в пределах от 5 до 375 м (см. рис. 1 и рис. 2). Большинство угольных пластов вместе с вмещающими их породами можно рассматривать как опорные стратиграфические горизонты, распространенные по площади района. В качестве таких горизонтов примем четыре опорных стратиграфических горизонта мощностью по 40 м каждый. Реперами этих горизонтов примем угольные пласты C_1 , C_5 , C_{10} и известняка D_1 , каждый из которых расположен в середине соответствующего горизонта (рис. 3). Эти горизонты будем именовать для краткости теми же индексами, что и пласты углей и известняка, входящие в их состав. Рассматриваемые стратиграфические горизонты на площади района разорваны на отдельные блоки, смещенные друг относительно друга на различные глубины, которые зафиксированы в процессе разведочных буровых работ на территории района (см. рис. 1, 2).

По этим горизонтам проведены геофизические исследования в скважинах и выполнены лабораторные измерения физических свойств пород на свежих образцах керна. Геофизические исследования выполнены в 250 скважинах. Лабораторные определения физических свойств произведены на 5200 пробах и соответственно геофизические определения этих свойств выполнены на тех же пластах в разрезах скважин, из которых отобраны пробы. На основании геофизических данных определены удельное электрическое сопротивление пластов (ρ_n), плотность насыщенных водой пород (δ_n), скорость распространения упругих продольных волн (v_p), интенсивность естественного гамма-излучения (I_γ). По лабораторным измерениям на образцах керна определены скорость распространения упругих продольных волн (v_p), минералогическая плотность пород (δ_m), объемная плотность абсолютно сухих пород (δ_c). На основании

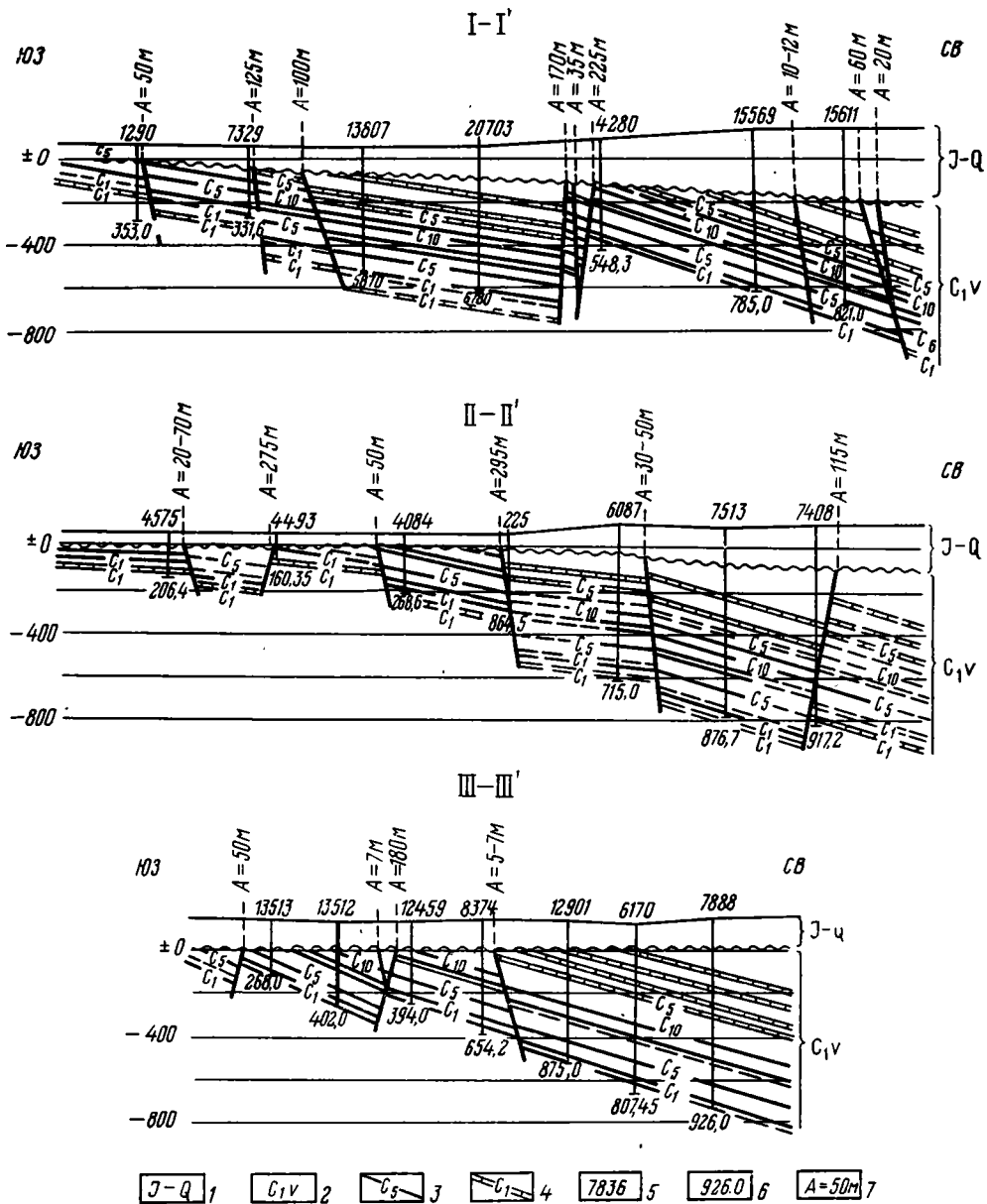


Рис. 2. Расположение тектонических нарушений по профилям I-I', II-II', III-III' в Павлоградско-Петропавловском районе Донбасса (местонахождение профилей см. на рис. 4)

1 — посткарбонатные отложения; 2 — визейский ярус нижнего карбона; 3 — угольные пласты; 4 — известняки; 5 — разведочные скважины; 6 — глубина забоя скважины (в м); 7 — амплитуда сброса

данных трех плотностей (δ_m , δ_n , δ_c) произведены определения расчетным путем пористости по известным формулам [4].

Исследованные скважины равномерно расположены по площади района. При этом отдельные скважины оказываются вблизи нарушений, а другие между ними.

Указанные физические свойства изучались на трех основных литологических типах (литотипах) пород: аргиллитах, алевролитах и мелкозернистых олигомиктовых песчаниках на глинистом цементе. При этом литотипы, содержащие в заметном количестве карбонатный цемент и органические примеси, из рассмотрения исключались. Выбранные лито-

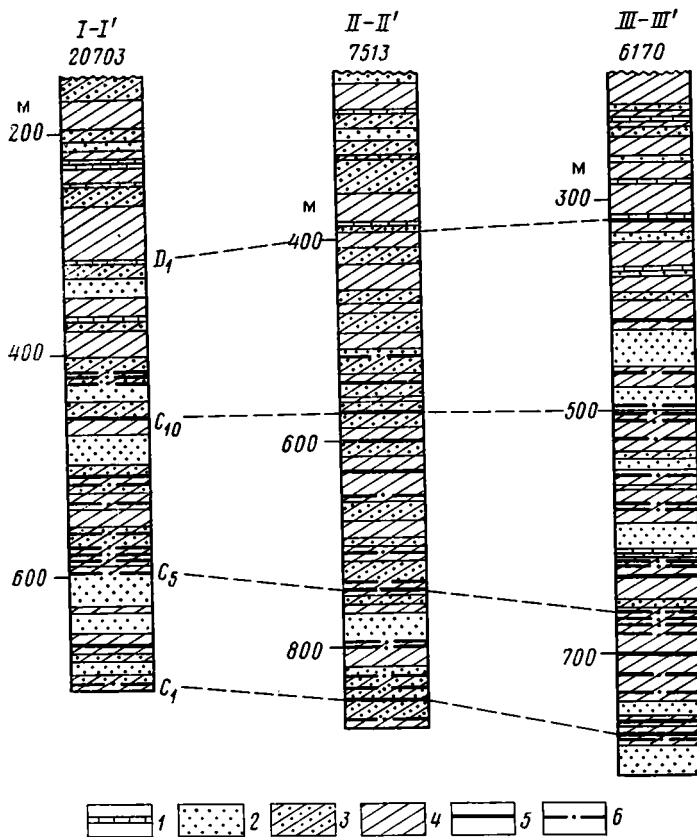


Рис. 3. Геологические разрезы скважин по профилям I—I', II—II', III—III' Павлоградско-Петропавловского района Донбасса (положение профилей см. на рис. 4)
 1 — известняк; 2 — песчаник; 3 — алевролит; 4 — аргиллит;
 5 — угольный пласт рабочей мощности; 6 — угольный пласт нерабочей мощности

типы являются наиболее чувствительными индикаторами процессов эпигенеза и они составляют по общей мощности около 85% всего угленосного разреза района.

Для каждого из названных стратиграфических горизонтов построены схематические карты пористости, плотности, скорости распространения упругих продольных волн и удельного электрического сопротивления аргиллитов, алевролитов и песчаников. Для каждого стратиграфического горизонта построено 12 карт. Из них приводятся по горизонту C₁ две карты: пористости и плотности аргиллитов (см. рис. 1 и рис. 4).

На указанных картах изолинии пористости и плотности от профиля II—II' и до юго-восточной границы района идут плавно, без разрывов. От юго-восточной до северо-восточной границы района наблюдается также плавное уменьшение пористости и увеличение плотности, что свидетельствует об увеличении палеоглубины погружения пород в этом направлении. Современная глубина залегания горизонта также увеличивается в этом направлении.

Изменение современной глубины данного опорного горизонта в отдельных блоках, приподнятых или опущенных вследствие тектонических нарушений, не вызывает разрыва изолиний или их резкого изменения направления, т. е. совсем не отражается на поведении изолиний на приведенных картах двух физических параметров (K_n , δ_n) в указанной части района. Аналогичная картина в поведении изолиний представлена и на картах скорости распространения упругих волн (v_p) и удельного

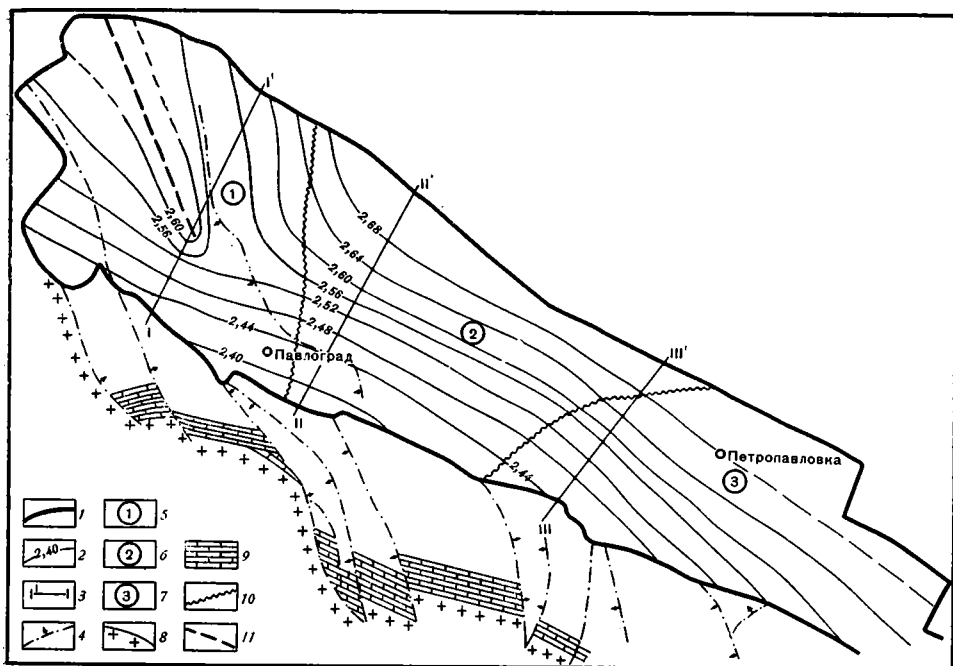


Рис. 4. Схематическая карта изменения объемной плотности насыщенных водой аргиллитов по опорному горизонту угольного пласта C_1 Павлоградско-Петропавловского района Донбасса

1 — граница района; 2 — изолинии плотности (в $г/см^3$); 3 — профили наблюдений; 4 — разрывные нарушения; 5 — Павлоградский грабен; 6 — Богдановский грабен; 7 — Петропавловская структура; 8 — породы докембрия; 9 — карбонатные породы; 10 — граница грабенов; 11 — ось аномалии

электрического сопротивления (ρ_n) аргиллитов, алевролитов и песчаников в той же части района.

По другим опорным горизонтам (C_5 , C_{10} , D_1) получены аналогичные результаты по всем указанным параметрам (K_n , δ_n , v_p , ρ_n) и по всем литотипам (аргиллитам, алевролитам и песчаникам). Это означает, что многочисленные тектонические нарушения не повлияли на изменение физических свойств пород. Это служит доказательством того, что все эти нарушения возникли в постинверсионный регрессивный период развития бассейна, т. е. они совершались при меньших термобарических напряжениях по сравнению с тем, которые были при максимальной глубине погружения пород в период прогрессивного эпигенеза, когда завершилось формирование физических свойств пород и углей.

Различные изолинии на карте одного физического параметра и одного литологического типа пород характеризуют различную максимальную палеоглубину этих пород. Следовательно, подобные региональные петрофизические карты характеризуют палеорельеф по данному стратиграфическому горизонту изучаемого района. На представленных петрофизических картах в указанной части района (от профиля II до восточной его границы) отображается постепенное нарастание палеоглубины погружения пород от южной к северной его границе в направлении с юго-запада на северо-восток, что образует юго-западное крыло Донецко-Днепровской впадины.

Следует отметить, что трещины тектонических разломов обычно характеризуются значительным дроблением пород, что приводит к резкому разуплотнению их, повышению пористости, уменьшению плотности, скорости распространения упругих волн и удельного электрического сопротивления [6]. Около трещин смещения в породах низкой степени эпигенеза может возникать неширокая зона пониженной устойчивости пород, которая характеризуется незначительно повышенной пористостью и по-

ниженными плотностью, скоростью и сопротивлением. Но вследствие узколокализованной ширины трещины разлома и неширокой около нее зоны пониженной устойчивости пород практически они не отображаются на региональных картах изменения физических свойств пород. Буровые скважины обычно в этих зонах не располагаются.

Таким образом, постинверсионные тектонические структуры на региональных петрофизических картах не отмечаются.

ДОИНВЕРСИОННЫЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ НАРУШЕНИЯ

На схематических картах изменения пористости и объемной плотности аргиллитов опорного стратиграфического горизонта C_1 изолинии их параметров между профилями I—I' и II—II' претерпевают изменение своего направления, а именно в северной половине этой части района они резко поворачивают на северо-запад, а в южной половине — плавно поворачивают на юго-запад (см. рис. 1, 4). Изолинии пористости и плотности уходят за пределы изучаемого района. Из их поведения видно, что они огибают площадь с пониженным аномальным значением пористости и повышенной плотности аргиллитов. Та же самая картина наблюдается и на схематических картах пористости и плотности алевролитов и песчаников. Аналогично поведение изолиний скорости распространения упругих волн и удельного электрического сопротивления аргиллитов, алевролитов и песчаников, где эти изолинии огибают ту же площадь указанной аномальной зоны.

На петрофизических картах по трем другим стратиграфическим горизонтам C_3 , C_{10} и D_1 также отмечается аналогичная локальная аномалия в поведении изолиний указанных физических параметров. Однако амплитуда аномалии постепенно уменьшается и минимальное ее значение наблюдается по горизонту D_1 .

Рассмотрим изменение физических свойств пород первого стратиграфического горизонта C_1 вдоль профиля I—I', пересекающего указанную локальную петрофизическую аномалию (рис. 5). В середине этого профиля зафиксирован интервал протяженностью с юга на север 10 км (от 5 до 15 км), в котором отмечается резкое понижение пористости и повышение объемной плотности, скорости распространения упругих продольных волн и удельного электрического сопротивления аргиллитов, алевролитов и песчаников.

На основании кривых изменения физических свойств пород вдоль профиля I—I' и сводного петрофизического разреза Донецкого бассейна определим стадии преобразования пород, максимальные палеоглубины погружения пород в период прогрессивного эпигенеза и сопоставим их с современными глубинами этого горизонта, определенными по данным геофизических исследований скважин [4, 5]. Из этих кривых видно, что максимальное палеопогружение в аномальной зоне достигло 3200 м, т. е. превышало по глубине нормальный фон на 700 м (см. рис. 5, пунктирная кривая *a*). В этом же интервале имеет место аномальное увеличение современной глубины залегания пластов с амплитудой 300 м (см. рис. 5, сплошная кривая *a*).

Определение современной глубины залегания пород в разрезах скважин производится по сумме мощностей отложений, покрывающих данный изучаемый пласт породы. Палеоглубину залегания пород таким путем определить невозможно, так как неизвестна мощность эрозионного среза пород. Ее следует определять по типовому петрофизическому разрезу бассейна геосинклинальной группы или по сводным петрофизическим разрезам отдельных угольных бассейнов, что изложено в наших работах [2, 3—5]. Здесь же в порядке справки сделаем краткое пояснение.

Изменение физических свойств углей и вмещающих пород происходит под влиянием следующих одних и тех же основных геологических факторов: давления, создаваемого толщей покрывающих пород, температуры, обусловленной геотермическим градиентом земли и глубиной

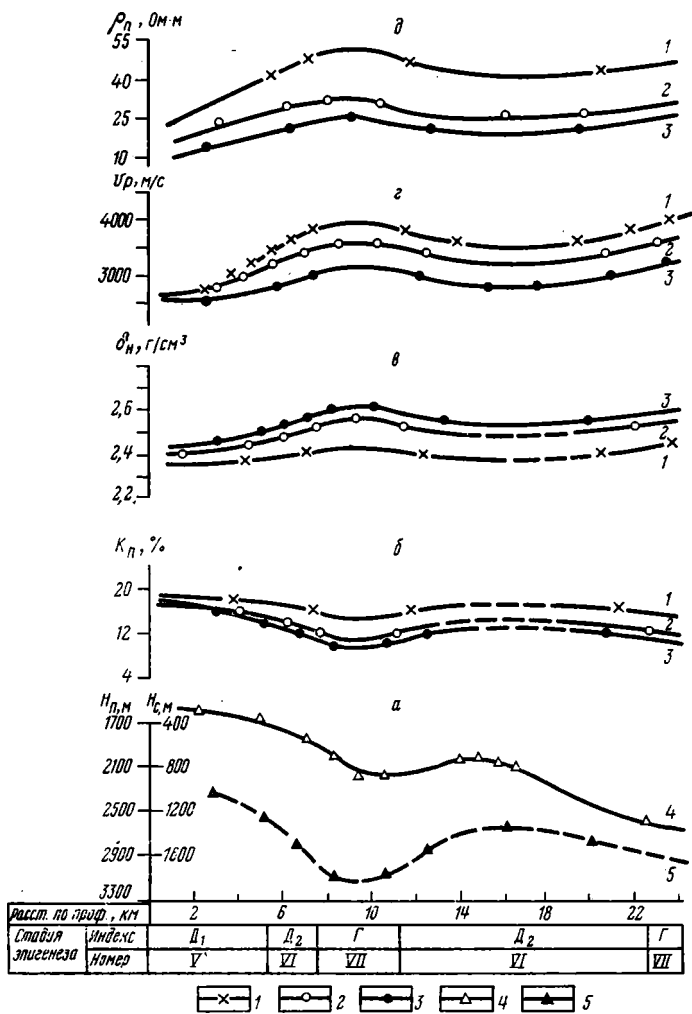


Рис. 5. Изменение физических свойств пород по опорному горизонту С₁ (профиль I—I') Павлоградско-Петропавловского района Донбасса

а — палеоглубина (H_n), современная глубина (H_c) залегания горизонта; б — пористость (K_n); в — плотность насыщенных водой пород (δ_n); г — скорость распространения продольных волн (v_p); д — удельное электрическое сопротивление (ρ_n).

1 — песчаник; 2 — алевролит; 3 — аргиллит; 4 — современная глубина; 5 — палеоглубина

погружения пород, составом поровых растворов, связанным с составом подземных вод и минеральными компонентами осадочных пород.

Степень изменения физических свойств пород, происходящего при их погружении, зависит от максимальной глубины погружения в период прогрессивного эпигенеза. При последующих поднятиях пород в период регрессивного эпигенеза их первоначальные физические свойства не восстанавливаются, т. е. изменения необратимы. Следовательно, физические свойства угленосных пород отражают те термодинамические условия, которые существовали на максимальной глубине их погружения в период прогрессивного эпигенеза (в данной статье не рассматривается зона выветривания, в которой происходят глубокие и быстрые изменения пород).

Воздействие на угли и вмещающие их породы одинаковых геологических факторов обуславливает тесные корреляционные связи между ка-

чественными показателями углей и физическими свойствами пород. Поэтому для более глубокого изучения регионального метаморфизма углей необходимо изучать их в комплексе с вмещающими породами.

Важнейшими факторами, под влиянием которых происходят изменения углей и вмещающих пород, являются температура и давление, зависящие от глубины погружения или мощности покрывающих угли отложений.

Наиболее полно изучались физические свойства угленосных пород Печорского, Донецкого, Кузнецкого, Подмосковного и некоторых других угольных бассейнов, такие, как пористость общая (K_n), плотность абсолютно сухих (δ_c) и насыщенных водой (δ_n) пород, минералогическая плотность (δ_m), скорость распространения упругих колебаний (v_p), удельное электрическое сопротивление (ρ_n), интенсивность естественного гамма-излучения (I_γ).

По физическим свойствам угленосные породы крайне неоднородны. В качестве типичных пород были приняты аргиллиты без примеси органических веществ, алевролиты и мелкозернистые песчаники на глинистом цементе. Карбонатные песчаники из рассмотрения исключались.

Физические свойства названных пород были изучены по разрезам месторождений и по площади бассейнов. Удельные сопротивления пород определялись непосредственно в скважинах методами каротажа, а другие свойства также методами каротажа и, кроме этого, лабораторным путем по образцам, отобраным из тех же скважин.

Под давлением покрывающих пород происходит уплотнение осадков и уменьшение их пористости. При этом минералогическая плотность типичных аргиллитов, алевролитов и песчаников почти не изменяется на всех стадиях их диагенеза и большинстве стадий эпигенеза (т. е. на стадиях бурых и каменных углей), и лишь на стадиях антрацитов отмечается увеличение минералогической плотности пород. Также не изменяется интенсивность естественного гамма-излучения.

Уменьшение пористости пород вызывает увеличение их объемной плотности (сухих и насыщенных водой пород), скорости распространения упругих колебаний и удельного электрического сопротивления. Следовательно, пористость является основным показателем плотностных, упругих, электрических и других свойств пород. Количественное выражение этих связей установлено, что позволяет по величине одного из физических параметров пород найти значения их параметров.

Определения физических свойств угленосных пород производились во многих бассейнах. Несмотря на то что угольные бассейны и месторождения расположены на расстояниях многих тысяч километров друг от друга и относятся к разному геологическому возрасту, значения физических параметров пород в зависимости от степени их эпигенеза и метаморфизма углей оказались на одних кривых. Это свидетельствует о том, что пористость, плотность (сухих и насыщенных водой пород), скорость распространения упругих колебаний и удельное электрическое сопротивление тесно связаны друг с другом и являются универсальными параметрами, пригодными для характеристики угленосных пород различных бассейнов и месторождений.

Этот вывод подтверждается и анализом геофизических (каротажных) данных, зарегистрированных по разрезам буровых скважин в разных угольных бассейнах. В результате исследований был установлен принцип (правило) универсальности угленосных отложений: при одинаковых степенях регионального метаморфизма углей и эпигенеза пород наблюдаются одинаковые изменения физических свойств (пористости, плотности, скорости распространения упругих колебаний, удельного электрического сопротивления) углей и вмещающих пород (аргиллитов, алевролитов, песчаников) различных угольных месторождений независимо от их геологического возраста. При этом следует сопоставить угли определенного петрографического состава и с одинаковыми минеральными примесями; удельные электрические сопротивления пород измеряются при одинаковой минерализации насыщающих их вод.

Исходя из этого правила, можно увязывать петрофизические разрезы отдельных скважин, месторождений и бассейнов и наращивать их с целью получения типового петрофизического разреза отложений угольных бассейнов геосинклинального типа.

Данные о соотношении мощностей пород Печорского, Донецкого, Кузнецкого и ряда других бассейнов показывают, что мощности угленосных отложений бассейнов, содержащих угли одинаковых стадий метаморфизма, в основном совпадают.

Следовательно, используя петрофизические материалы по всем этим бассейнам, можно составить типовой петрофизический разрез угленосных толщ указанных бассейнов, содержащих угольные пласты во всем диапазоне стадий их метаморфизма [2]. Такой разрез представлен на рис. 1, а. В нем выделены последовательные стадии преобразования углей и вмещающих пород на основании данных о метаморфизме углей и характере петрофизических кривых, выражающих зависимость физических параметров пород от максимальной глубины их погружения в период прогрессивного эпигенеза. В этом разрезе выделено 20 стадий метаморфизма углей и эпигенеза (включая диагенез и начальный метаморфизм) вмещающих пород. Начальные стадии относятся к буроугольным месторождениям, а конечные — к антрацитам. Наименование стадий в нем дается двойное: по степени метаморфизма углей и по степени диагенеза и эпигенеза вмещающих пород. В разрезе кроме физических параметров приводятся по нижней границе угленосных отложений соответствующей стадии данные о максимальной глубине погружения осадков, их мощности, давлении и температуре, а также усредненные данные (кривые) по выходу летучих веществ из углей (v^r) и отражательной способности витринита (R^a) [1, 2].

Величина статического давления пород вычислена по их плотности и глубине погружения. Значения температуры для определенных глубин вычислены по величине геотермического градиента. Средние величины современных геотермических градиентов угленосных отложений Печорского, Кузнецкого и Донецкого бассейнов близки и равны $\Gamma_{100} = 2,5^\circ \text{C}$. Вероятно, геотермический градиент в период формирования этих бассейнов (палеотемпература) не превышал современного, так как области прогибов обычно характеризуются более низким градиентом по сравнению с областями поднятий.

Глубины погружения пород получены путем наращивания разреза исходя из петрофизических показателей. За начало отсчета палеоглубины (нулевую глубину) приняты свежие глинистые осадки в водоемах, обладающие пористостью 60—70%, и свежееотложенные рыхлые отсортированные пески, имеющие пористость 50%. Алевриты занимают промежуточное положение. Вследствие более быстрого уплотнения пористость глин в процессе литогенеза быстро снижается и на глубине 25 м достигает значений пористости алевритов, а затем снижается до значений пористости песков на глубине 50 м и ниже. Пористость алевритов снижается до значений пористости песков на глубине 75 м, а затем и ниже.

Таким образом, наблюдается область инверсии (25—75 м) по показателю пористости песков, алевритов и глин, ниже которой наибольшей пористостью характеризуются пески, а наименьшей — глины. Аналогично изменяется плотность сухих и насыщенных водой пород и скорость распространения упругих колебаний. Инверсии по показателю удельного сопротивления пород не отмечается, так как сопротивление пород определяется не только пористостью, но и крупностью их зерен.

На палеоглубине 250 м отмечается нижняя граница стадий I землестых бурых углей (Б₁) или стадии начального диагенеза осадка, характеризующейся свободным его уплотнением. Примером их являются угли Днепровского бассейна.

Следующий разрез мощностью более 500 м в верхней своей части перекрывается по значению пористости и других физических свойств с нижней частью разреза Б₁ и стыкуется на палеоглубине 250 м по оди-

наковым значениям физических параметров обоих разрезов. От этой границы наращивается разрез мощностью 500 м, достигая палеоглубины 750 м, что соответствует нижней границе стадии II плотных матовых бурых углей (B_2), или стадии раннего диагенеза осадка, характеризующегося затрудненным его уплотнением. Примером бурых углей II стадии являются угли Подмосковского бассейна.

Следующий разрез мощностью более 1250 м в верхней своей части перекрывается по значению пористости и других физических параметров с нижней частью разреза B_2 и стыкуется на палеоглубине 750 м по одинаковым значениям пористости и других физических параметров обоих разрезов. От этой границы наращивается разрез мощностью 1250 м, достигая палеоглубины 2000 м. Это соответствует нижней границе стадии III — блестящих бурых углей (B_3) или стадии среднего диагенеза осадка. Она характеризуется дальнейшим более интенсивным уплотнением песков по сравнению с уплотнением глин. Примером таких углей могут служить бурые угли B_3 Челябинского угольного бассейна.

Таким путем продолжается наращивание разреза до XX стадии включительно на палеоглубине 12 000 м. Для этого выбирались наиболее глубокие скважины с наименьшими углами падения пластов на разных стадиях метаморфизма углей. Мощности пластов по скважинам приводились к нормальным мощностям. Так был построен типовой петрофизический разрез отложений угольных бассейнов рассматриваемой группы [2, 4].

Вследствие различной скорости уплотнения при погружении глин (аргиллитов), алевролитов (алевролитов), песков (песчаников) в типовом петрофизическом разрезе возникают три области инверсии этих пород по показателям пористости, объемной плотности и скорости распространения упругих волн. Эти области инверсии (начало их) фиксируют этапы преобразования углей, а именно I область — граница торфа и бурых углей на палеоглубине 25 м, II — граница бурых и каменных углей на палеоглубине 2250 м, III — граница каменных углей и полуантрацитов на палеоглубине 5800 м.

Точность определения физических свойств пород составляла: пористости K_n —1%, плотности ($\delta_m, \delta_c, \delta_n$)—0,02 г/см³, скорости распространения упругих волн (v_p), удельного электрического сопротивления (ρ_n) и интенсивности естественного гамма-излучения (I_γ)—5%. При данных точностях определения физических свойств пород по их значениям палеоглубины определяются с точностью 50—100 м.

На низких стадиях метаморфизма углей наиболее чувствительными параметрами для определения палеоглубин являются пористость и плотность (K_n, δ_n), а на высоких — удельное электрическое сопротивление и скорость распространения упругих волн (ρ_n, v_p).

Определение палеоглубин угленосных отложений с помощью петрофизического разреза не вызывает затруднений. По геофизическим замрам на любой глубине в буровой скважине определяются истинные значения физических параметров по специальным палеткам. Затем полученные значения физических параметров отмечаются на соответствующих кривых типового петрофизического разреза с учетом их масштабов. Отмеченные точки на кривых указанного разреза проектируются на шкалу палеоглубин, с которой и снимается ее искомое значение. Для повышения точности определений палеоглубин целесообразно пользоваться петрофизическим разрезом, построенным в более крупном масштабе, или еще лучше таблицами, по которым построен этот разрез. Из петрофизических кривых, изображенных на разрезе, необходимо пользоваться теми, на которые нанесены наиболее чувствительные (более дифференцированные) параметры для исследуемого интервала петрофизического разреза, и принимать из данных среднее значение палеоглубины.

С помощью типового петрофизического разреза бассейнов этой группы или сводного петрофизического разреза Донецкого бассейна [2, 4, 5] определяются палеоглубины по значениям физических свойств пород (аргиллитов, алевролитов и песчаников) (см. рис. 5).

Таким путем определена палеоглубина максимального погружения в аномальной зоне и определена амплитуда палеонарушения. Оконтурировать эту зону по площади удастся только частично в пределах разведываемого района, так как она продолжается на северо-запад за его пределы, где разведочное бурение пока не проводится (см. рис. 1, 4). В пределах изучаемого района оконтуренная зона в период своего развития первоначально представлялась в виде впадины, а затем грабена.

Образование аномальной зоны связано с ее более быстрым по сравнению с окружающими участками погружением в период прогрессивного эпигенеза. Это явление могло быть обусловлено, с одной стороны, накоплением в данном участке осадочного материала, принесенного из области сноса, и с другой — наличием локального участка с пониженными гравитационным и термодинамическим напряжениями в глубине земной коры и мантии, так как только при этих условиях могло происходить локальное погружение пород. Первоначальная скорость погружения при накоплении осадков должна быть наибольшей и соответственно выражаться наибольшей амплитудой аномалии. Но бесконечно погружение не может происходить, так как этому препятствует возрастающее противодействие со стороны среды (в глубине земной коры и мантии), в которую идет погружение пород. Вследствие этого противодействия погружение будет постепенно замедляться, пока не достигнет стабилизации, а затем смены знака движения, при котором происходит инверсионный подъем пород снизу и эрозионный их срез сверху. В результате этих движений пород угольные пласты и в том числе антрациты, достигшие высоких степеней метаморфизма, а вмещающие породы — высоких степеней эпигенеза (катагенеза) на весьма больших (до 12 км) глубинах погружения, оказываются на поверхности земли или вблизи нее. Инверсионное движение земной коры происходит в виде отдельных крупных блоков, возникающих при тектонических разрывах земной коры [3]. Последующее движение отдельного блока вверх и его дробление с образованием многочисленных сбросов различной амплитуды не оказывает влияния на изменение физических свойств пород при постинверсионных тектонических движениях. Приобретенные на максимальной глубине погружения физические свойства пород и углей остаются необратимыми при всех последующих преобразованиях в период регрессивного эпигенеза до начала выветривания, что и позволило составить сводные петрофизические разрезы.

Указанное доинверсионное тектоническое нарушение типа грабена оказало глубокое влияние на изменение физических свойств пород в этой части изучаемого района. Эти изменения выражаются в резком уменьшении пористости и увеличении объемной плотности, скорости распространения упругих волн и удельного электрического сопротивления аргиллитов, алевролитов и песчаников первого опорного стратиграфического горизонта S_1 (см. рис. 5 б—д). Эти изменения физических свойств пород объясняются возросшей максимальной глубиной погружения пород в период прогрессивного эпигенеза [2, 4].

Изменение физических свойств пород в условиях доинверсионных тектонических нарушений пород является общей закономерностью. Эти изменения могут быть обоих знаков, связанных как с увеличением, так и уменьшением палеоглубины зоны, захваченной тектоническим нарушением, и соответственно с увеличением или уменьшением значений физических параметров пород.

Доинверсионные структуры могут быть однозначно выявлены и оконтурены по региональным петрофизическим картам, составленным по данным геофизических исследований скважин, пересекших определенные стратиграфические горизонты изучаемого района бассейна или отдельного месторождения. При этом по петрофизическим разрезам могут быть определены максимальные палеоглубины погружения пород аномальной зоны, эрозионный срез, тип и амплитуда нарушения, а также прослежена эволюция его дальнейшего развития в период прогрессивного эпигенеза. С помощью полевых геофизических методов (сейсмо-грави-

электроразведки) могут быть выявлены и оконтурены аномальные области изменения физических свойств пород, связанные с доинверсионными структурами.

На основании изложенных данных может быть предложен критерий петрофизического разграничения структур на доинверсионные и постинверсионные: 1) структуры, которые сопровождаются аномальным изменением физических свойств пород в пределах определенных стратиграфических горизонтов, являются доинверсионными, 2) структуры, которые не вызывают подобных изменений этих свойств пород, следует относить к постинверсионным. Этот же критерий соответственно применим и при разграничении различных тектонических нарушений (сбросов, надвигов, грабенов, горстов), связанных с указанными структурами. Этим петрофизическим критерием следует руководствоваться на практике при проведении геофизических исследований.

Литература

1. Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР. Т. 1. М.: Углетехиздат, 1963, 1210 с.
2. Гречухин В. В. Закономерности регионального метаморфизма углей и эпигенеза вмещающих пород.— Сов. геология, 1971, № 5, с. 21—37.
3. Гречухин В. В. Существует ли постинверсионный метаморфизм углей? — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1971, № 4, с. 123—129.
4. Гречухин В. В. Изучение угленосных формаций геофизическими методами. М.: Недра, 1980. 360 с.
5. Гречухин В. В., Воевода Б. И., Бойко А. Г. Петрофизический разрез Донецкого бассейна и его значение для геолого-геофизических исследований.— Сов. геология, 1978, № 3, с. 123—130.
6. Фоменко Н. Е. Геолого-геофизические признаки разрывных нарушений в разрезах скважин.— Вестн. МГУ. Геология, 1975, вып. № 5, с. 118—121.

Нефтегеофизика

Поступила в редакцию
11.VI.1982

УДК 551.248.2 : 528.21

ШТЕНГЕЛОВ Е. С.

СВЯЗЬ ПРОЯВЛЕНИЙ СОВРЕМЕННОЙ ГЕОТЕКТОНИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ С ФОРМОЙ ПОВЕРХНОСТИ ГЕОИДА

Наблюдается соответствие между расположением проявлений современной геотектонической активности и формой геоида. С увеличением его высоты отмечается возрастание плотности эпицентров сильных землетрясений, магматических вулканов, грязевых вулканов, выходов глубинных термальных вод. Практически все островные дуги и активные континентальные окраины находятся в пределах выпуклостей глобального геоида. Для последних характерны более низкие скорости распространения упругих волн в мантии. Приведенные данные позволяют высказать предположение, что положительные аномалии гравитационного поля Земли соответствуют областям, где современная геотектоническая активность более значительна.

Геоид — эквипотенциальная поверхность поля силы тяжести, совпадающая с невозмущенным уровнем воды в Мировом океане. Благодаря разнообразию применяемых для изучения формы этой поверхности методов (гравиметрических, астрогеодезических, альтиметрических) она в настоящее время исследована с большой степенью детальности и является наиболее достоверным и объективным показателем строения аномального гравитационного поля Земли. На рис. 1 приведена карта геоида GEM-10B, построенная в Годдардовском центре США преимущественно по спутниковым данным и имеющая точность $\pm 0,94$ м [11].

На картах рельефа геоида отчетливо проявляются ондуляции (выпуклости и вогнутости), большая часть которых имеет в плане удлиненную форму и ориентирована субмеридионально или на северо-запад — юго-восток. Форма геоида определяется сложным сочетанием влияний местных и дальних масс, как глубинных, так и обусловленных рельефом земной поверхности. При этом важную роль играет глубинная неоднородность земной коры и мантии, в связи с чем наблюдается интерес к вопросу о природе ондуляций геоида со стороны тектонистов [1, 2, 4, 8]. Как известно, выявлена тенденция к обратной связи между ондуляциями геоида и рельефом земной поверхности: для океанов более характерны повышения поверхности геоида, большинство континентов характеризуется понижениями геоида. Как показано в [4], эта тенденция более отчетлива, если пользоваться данными о поверхности геоида, из которой исключено гравитационное влияние рельефа и изостатической зоны. Однако связи ондуляций геоида с возрастом складчатости и другими особенностями тектонических структур не установлены [4, 8].

Выполненный нами анализ расположения проявлений современной геотектонической активности свидетельствует об увеличении их концентрации в пределах выпуклостей поверхности геоида [9].

Эта закономерность отчетливо проявляется, например, в пространственном распределении глобальной сейсмичности. Как известно, существующая сеть сейсмических станций позволяет в настоящее время фиксировать все землетрясения мира с $M \geq 6$. Анализ расположения их эпицентров относительно формы геоида показывает, что 82,2% их за период 1963—1978 гг. приурочено к выпуклостям этой поверхности (рис. 1 и 2). Связь сейсмичности с глобальным гравитационным полем Земли проявляется особенно выразительно при сравнении плотности (количества на единицу площади) эпицентров землетрясений в различных интервалах высот геоида (см. рис. 2, Б). Увеличение плотности эпицентров по мере возрастания высот геоида носит экспоненциальный характер. Коэффициент корреляции между высотой геоида носит экспоненциальный ха-

Связь средних отклонений (от среднемирового годографа) времени пробега P -волн землетрясений, по [7], и высоты геоида

Район	Δt , с	ξ , м
Верхняя мантия		
Европа	-0,45	+35
Север Азии	-0,40	-20
Юг Азии	-0,45	-40
Африка	+0,60	+10
Аляска	+0,80	+10
Север Северной Америки (кроме Аляски)	+0,25	-25
Юг Северной Америки	-1,10	-25
Центральная Америка и северо-запад Атлантического океана	-0,60	-20
Север Южной Америки	-1,40	-20
Юг Южной Америки	+0,80	+20
Западная Австралия	-0,20	0
Восточная Австралия и юго-запад Тихого океана	+1,10	+30
Центр Тихого океана	+1,20	+2
Северо-запад Тихого океана	+1,65	+35
Нижняя мантия		
Тихий океан	+1,08	+22
Северный Ледовитый океан	+0,55	+15
Северная Америка	-0,44	-20
Северная Евразия	-1,39	-10

рактер. Коэффициент корреляции между высотой геоида и количеством эпицентров землетрясений с $M \geq 6$ за 1963—1978 гг. составляет +0,77; между высотой геоида и логарифмом плотности эпицентров еще выше: +0,86.

Сходные закономерности обнаруживаются при анализе расположения активных вулканов мира. 79,3% их общего количества находится в области выпуклостей глобального геоида (рис. 3). Коэффициент корреляции между высотой геоида и количеством активных вулканов (по 10-метровым интервалам высот геоида) составляет +0,75; между высотой геоида и логарифмом плотности вулканов (их количества на 1 млн. км²) составляет +0,86.

В пределах выпуклостей геоида находятся практически все (кроме Карибских) островные дуги и все активные континентальные окраины [9]. Показательно, что ориентировка большинства островных дуг и активных континентальных окраин близка к характерной для данного района ориентировке изолиний высот геоида.

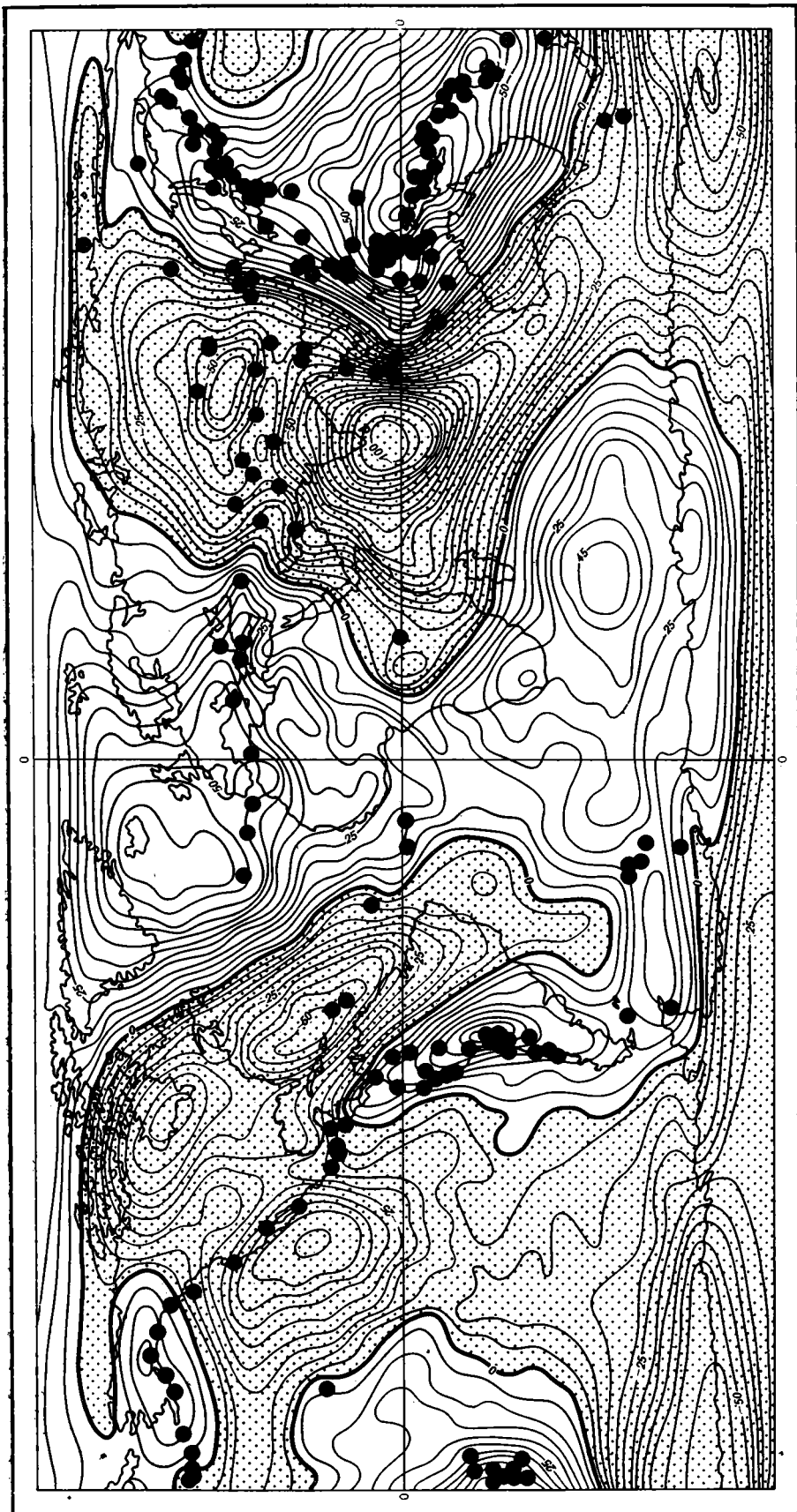
Определенная связь с формой геоидальной поверхности наблюдается также в расположении грязевых вулканов. Все основные районы грязевого вулканизма (Закавказье, Тамань, Керченский полуостров, Иран, Сахалин, Океания, запад Южной Америки) находятся в областях выпуклостей геоида.

Такая же закономерность выявляется и при анализе расположения естественных выходов на земную поверхность термальных глубинных вод.

К сожалению, в настоящее время еще невозможно сопоставление плановых вариаций интенсивности теплового потока и формы геоида. Это обусловлено неполнотой данных о пространственной изменчивости теплового потока (в частности, их почти полным отсутствием по ложу Мирового океана).

Рис. 1. Положение эпицентров сильнейших землетрясений мира относительно поверхности глобального геоида

1 — изолинии отклонения поверхности геоида от поверхности эллипсоида вращения с полярным сжатием 1 : 298,257 м, по [11]; 2 — вогнутости поверхности геоида; 3 — эпицентры землетрясений мира с $M > 7$ за 1963—1978 гг. по [5]



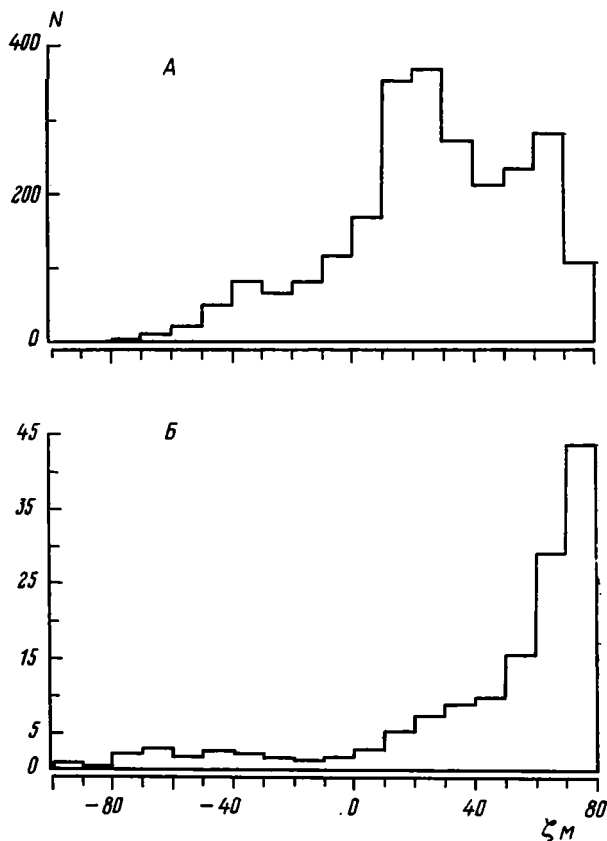


Рис. 2. Распределение по интервалам высот глобального геоида эпицентров сильных землетрясений мира
 А — гистограмма распределения по интервалам высот поверхности геоида эпицентров землетрясений мира с $M \geq 6$ за 1963—1978 гг., по [5]; Б — то же для плотности эпицентров землетрясений (их количества на 1 млн км²)

В настоящее время наблюдается повышенный интерес тектонистов к пространственной изменчивости физических свойств мантии. С целью сопоставления плановых вариаций свойств мантии с формой геоида нами были использованы данные об отклонениях (от среднемирового географа) скоростей распространения через верхнюю и нижнюю мантию P -волн землетрясений [7]. Было выполнено обобщение значений: приведенных в табличной и графической формах в данной работе, по отдельным континентам и океанам или их частям (таблица). Сравнение полученных величин со средними значениями высоты геоида в рассматриваемом районе (рис. 4) свидетельствует о наличии определенной отрицательной связи между ними ($r = -0,68$): при увеличении высоты геоида скорость распространения сейсмических волн уменьшается (время пробега увеличивается).

Отмечаются определенные признаки связи между формой геоида и современными вертикальными движениями земной коры. В [9] проанализировано соотношение формы геоида и длин морских берегов, испытывающих в XX в., согласно [6], направленное поднятие или опускание относительно среднего уровня Мирового океана. Как выяснилось, для выпуклостей геоида характерно преобладание поднимающихся берегов, для депрессий — опускающихся. Этот факт может быть интерпретирован двояко: 1) как признак преобладания в пределах выпуклостей геоида современных положительных движений земной поверхности, а в его депрессиях — отрицательных; 2) как свидетельство дифференцированных изменений уровня океана, обусловленных деформацией эквипотенциаль-

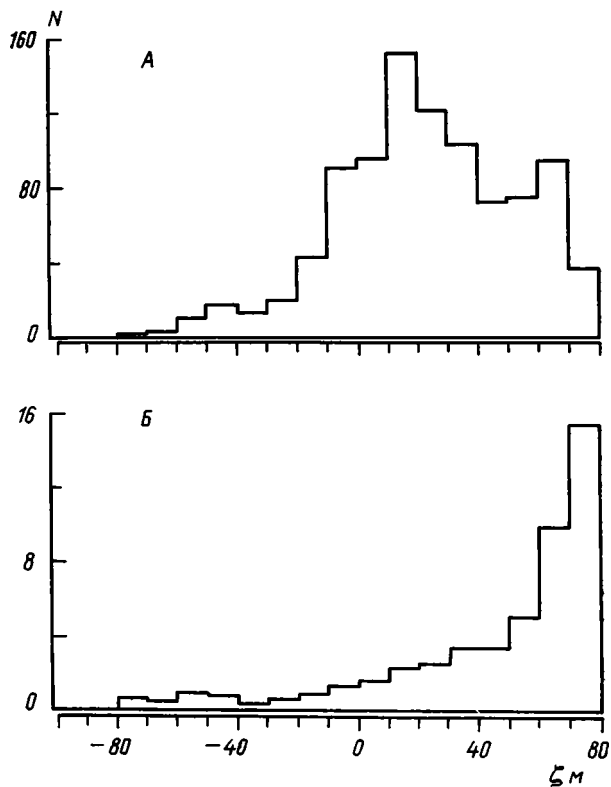


Рис. 3. Распределение по интервалам высот глобального геоида активных вулканов мира
 А — гистограмма распределения по интервалам высот глобального геоида активных вулканов мира, по [3]; Б — то же для плотности активных вулканов (их количества на 1 млн км²)

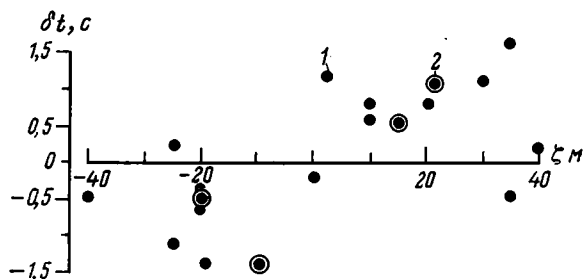


Рис. 4. Соотношение скоростей распространения упругих колебаний в мантии с высотой поверхности глобального геоида
 1 — значения отклонений (относительно среднемирового годографа) времен пробега *P*-волн землетрясений в верхней мантии, по [7]; 2 — то же в нижней мантии

ных поверхностей поля силы тяжести, в частности геоида. Как известно, установленные во многих районах мира современные разнонаправленные вариации силы тяжести свидетельствуют о динамичности форм геоида. В настоящее время рядом исследователей предпринимаются попытки изучения изменений формы геоида на протяжении геологической истории [12].

Переходя к обсуждению рассмотренных фактов, следует прежде всего остановиться на вопросе о природе неправильности формы геоида.

Исходя из известного принципа интерпретации аномальных геофизических полей о соизмеримости линейных размеров аномалий на земной

поверхности и глубин залегания их источников можно утверждать, что ондуляции поверхности глобального геоида связаны с плотностными неоднородностями на глубинах порядка сотен и первых тысяч километров, т. е. в нижней мантии и, возможно, ядре.

Предположение о том, что причиной ондуляций геоида являются неровности границы ядро—мантия, впервые было высказано в 1963 г. А. Куком [10]. Им предполагается, что на этой границе, где происходит истинный фазовый переход и наблюдается скачкообразное увеличение плотности на $0,35 \text{ г/см}^3$, возможны флуктуации высотой до 35—40 км, которые вполне могут быть источником гравитационных аномалий, представленных гармониками с $n=10$ (с длиной волны до 4000 км и более). Это предположение поддерживается в [4, 8] и других работах. С точки зрения этих представлений толщина мантии в пределах выпуклостей геоида меньше, чем в пределах его вогнутостей.

Приведенные выше данные свидетельствуют об увеличении тектонической активности земной коры и мантии при возрастании высоты геоида. В областях его выпуклостей литосфера более динамична, в ней более интенсивно проявляются тектонические напряжения.

Литература

1. *Беллевский Н. А.* Строение земной коры континентов по геолого-геофизическим данным. М.: Недра, 1981, 432 с.
2. Гравитационное поле и рельеф дна океана (ред. С. А. Ушаков, Ю. И. Галушкин). Л.: Недра, 1979. 296 с.
3. *Гущенко И. И.* Извержения вулканов мира. М.: Наука, 1976. 512 с.
4. *Зверев А. Т.* К проблеме связи ондуляций геоида с тектоническими структурами.— Изв. вузов. Геодезия и аэрофотосъемка, 1982, № 4, с. 32—38.
5. Землетрясения в СССР (выпуски за 1963—1978 гг.). М.: Наука, 1966—1982.
6. *Клиге Р. К.* Вертикальные движения берегов и дна Мирового океана.— В кн.: Современные движения земной коры. М.: Наука, 1980, с. 125—129.
7. *Коган С. Д.* Об особенностях строения мантии Земли.— Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1981, № 5, с. 5—12.
8. Физика Земли (Итоги науки и техники). Т. 1. Строение и развитие Земли. М.: Изд. ВИНТИ, 1974. 210 с.
9. *Штенгелов Е. С.* Связь проявлений современной геотектонической активности с формой Земли.— Докл. АН СССР, 1982, т. 263, № 2, с. 416—420.
10. *Cook A. H.* Sources of harmonics of low order in the external gravity field of the Earth.— Nature, 1963, v. 198, № 4886, p. 1186—1187.
11. *Lerch S. J., Putney B. H., Wagner C. A., Klosko S. M.* Goddard Earth models for oceanographic applications (GEM 10B and 10C).— Marine geodesy, 1981, v. 5, № 2, p. 145—187.
12. *Morner N. A.* Space geodesy, paleogeodesy and paleogeophysics.— Annal. géophys., 1981, v. 37, № 1, p. 69—76.

Одесский государственный
университет им. И. И. Мечникова

Поступила в редакцию
6.VII.1982

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 551.242.03 (234.9)

ТАГИЕВ Р. Э.

НОВЫЕ ДАННЫЕ О СТРОЕНИИ КУРИНСКОЙ ВПАДИНЫ
И ЮГО-ВОСТОЧНОГО ПОГРУЖЕНИЯ БОЛЬШОГО КАВКАЗА

Рассматриваемая территория охватывает межгорную зону Азербайджана и характеризуется крайне сложным строением: нередко многоэтажной тектоникой, широким развитием разрывов, покровами, магматизмом и пр. На современном этапе ее изучения большую актуальность приобрели вопросы, связанные со структурным расчленением осадочного чехла, который делится на два основных подкомплекса, соответствующих геосинклинальному и орогенному этапам развития Большого и Малого Кавказа. В работах [2, 3, 6] наглядно показана перестройка структурных планов плиоцен-антропогенных отложений по отношению к мезозойским образованиям Апшеронской области и прилегающих к ней районов, произведен анализ строения Среднекуринской впадины, основанный на принципах отдельного описания структуры основных тектонических подразделений осадочного чехла. В разрезе земной коры рассматриваемой зоны и смежных поднятиях Большого и Малого Кавказа выделяются два основных комплекса образования: байкальский и альпийский. В составе альпийского осадочного чехла (верхнего структурного комплекса) выделяются два подкомплекса: мезозойско-эоценовый и олигоценово-четвертичный. Нижняя и средняя юра — нижний структурный этаж мезозойско-эоценового подкомплекса и верхняя юра — эоцен (его верхний структурный этаж) отвечают собственно ранней и поздней стадиям геосинклинального развития зоны. В составе орогенного верхнего (олигоценово-четвертичного) подкомплекса выделяются два структурных этажа: нижний олигоцен-среднеплиоценовый и верхний верхнеплиоцен-четвертичный. Олигоцен-среднеплиоценовый структурный этаж делится на три подэтажа: олигоцен-нижнемиоценовый, чокрак-сарматский и меотис-среднеплиоценовый. Верхний этаж делится на отложения верхнего плиоцена и четвертичного периода. Следуя подобным взглядам [3, 6], наше описание коснется в основном двух наиболее характерно выраженных подкомплексов осадочного чехла: мезозойско-эоценового и олигоценово-четвертичного. Основные элементы тектоники этих образований описаны в работах [2—8] и наглядно отображены на представленных рисунках.

По структуре поверхности консолидированной коры и мезозойско-эоценовому подкомплексу образований во внутренней депрессионной зоне Азербайджана по данным геофизики (сейсморазведки ГСЗ — КМПВ, гравиразведки, электроразведки) и геологии выделяются две основные зоны прогибания: северная Иори-Аджиноурская и южная Евлах-Агджабединская. В разрезе Малого Кавказа и Талыша по отношению к Большому Кавказу магматизм получил несравненно большее развитие. Подобное же явление прослеживается и в разделяющем их Куриנסком межгорном прогибе, в южной части которого, по данным бурения и геофизики, также выделяется зона развития мезозойского магматизма (рис. 1). Далее на север, в северной полосе Куринской впадины и юго-восточного погружения Большого Кавказа, эта зона, видимо, испытывает резкое погружение в пределах Иори-Аджиноурского прогиба и затем, воздымаясь, более четко проявляется в пределах северного борта Куринской впадины в Алазано-Агричайской зоне, что подтверждено бурением структурно-поисковой скважины № 12 к югу от г. Шеки.

Интенсивный мезозойский магматизм в южной зоне впадины способствовал превращению ее в относительно более жесткий блок, в пределах которого, в основном, наблюдаются прямые соотношения структурных планов мезозоя — эоцена и перекрывающего его комплекса образований, что четко подтверждено бурением. Северная зона Иори-Аджиноурского прогиба, который далее на юго-восток прослеживается в Шемахино-Гобустанской области и, раскрываясь, уходит в пределы Каспийского моря, является более пластичной зоной, в пределах которой почти повсеместно отмечается дисгармония в тектонике. Большое значение имеет возникновение структурных несоответствий в случае, когда молодая, кавказского простирания складчатость наложена на древние (домезозойские и мезозой-эоценовые) поперечные антикавказские дислокации. Это наблюдается в северо-западной части Куринской впадины в полосе, прилегающей к северо-восточному склону Малого Кавказа (см. рис. 1), где кавказского простирания миоплиоценовая складчатость явно наложена на древние поперечные выступы. Максимальное развитие эта древняя складчатость получила в районах, более приближенных к Малому Кавказу, и, таким образом, она является непосредственным продолжением складчатости Малого Кавказа в Куринской впадине.

Последние исследования в Куринской впадине подтвердили высказанную ранее Н. Б. Вассоевичем точку зрения о наличии здесь покровных явлений. Результаты глу-

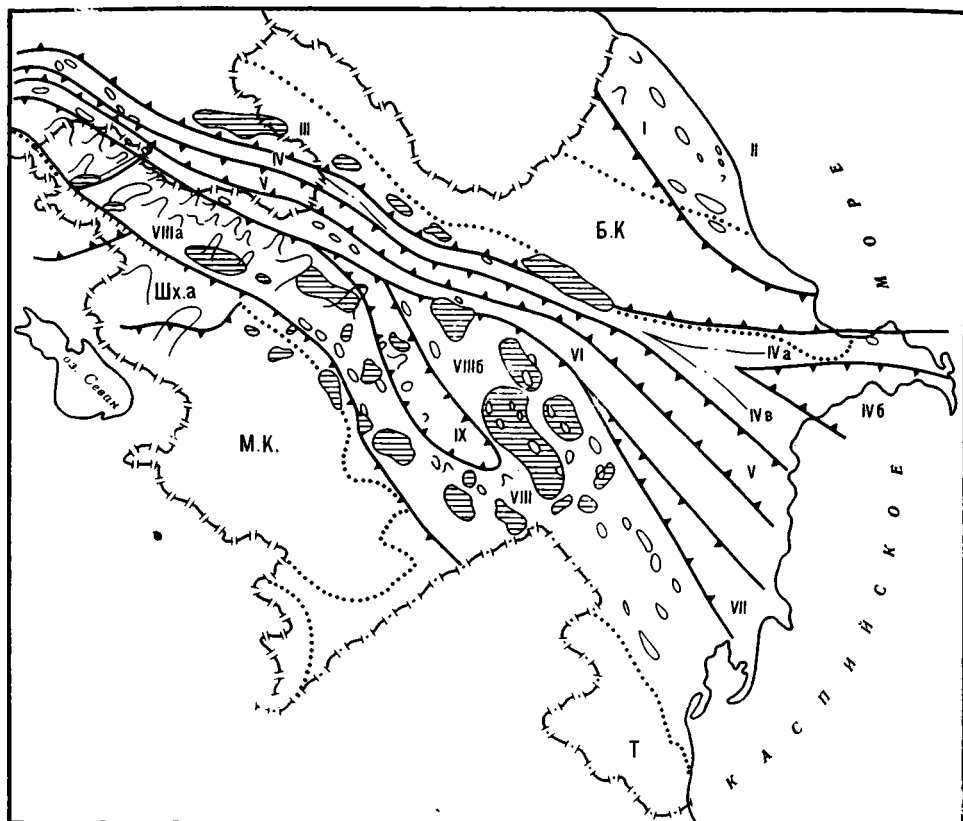


Рис. 1. Схема по мезозойскому комплексу образований (с участием покрывающих его пород нижнего кайнозоя) Куринской впадины и юго-восточного погружения Большого Кавказа

1 — границы горных сооружений (Б. К., М. К., Т.— Большой Кавказ, Малый Кавказ, Талыш соответственно), 2 — участки относительно неглубокого залегания магматических образований мезозоя по геолого-геофизическим данным, 3 — установленные и предполагаемые антиклинальные поднятия и гемиантиклинали, 4 — условные границы зон (а — поднятий, б — прогибов), 5 — участки поднятий, выявленных электроразведкой, Шх. а.— Шамхорский антиклинорий Малого Кавказа.

Установленные и предполагаемые зоны поднятий и прогибов: I — Северо-Предбольшекавказская зона поднятий, II — Северо-Апшеронский прогиб (Каспийское море), III — Алазано-Агричайская зона локальных поднятий и прогибов, IV — Южно-Предбольшекавказская зона поднятий (IVa — Мараза-Кюрдаханинский участок поднятий, IVб — Южно-Апшеронский (Бакинский) прогиб, IVв — Келаны-Сангачальский участок поднятий), V — Мирзаано-Пирсагатский прогиб, VI — Рустави-Навагинская зона поднятий, VII — Нефтечалинский прогиб, VIII — Центральная зона поднятий (VIIIa — Прималокавказский, VIIIб — Талыш-Вандамский (Агдаш-Пушкинский) участки), IX — Евлах-Агджабединский прогиб

бокого бурения в северо-западной части Азербайджана в области междуречья Куры и Иори показали покровный характер складок миоцен-антропогенного комплекса отложений (рис. 2, разрез А). Подобные же явления, но в более ограниченном виде, можно ожидать в относительно менее изученной Аджиноурской области (рис. 2, разрез Б). Далее к юго-востоку покровы известны также в западной части Шемахинской зоны. Они установлены бурением и в других районах Шемахино-Гобустанской области и предполагаются нами на Апшеронском полуострове. Примерная граница, фронт развития зоны покровов и структурных несоответствий в пределах внутренней депрессионной зоны Азербайджана намечается с северо-запада на юго-восток по р. Куре для области междуречья Куры и Иори, южной части Аджиноурской области и далее на юго-восток до Каспийского моря по зоне Ленгебиз-Алятского антиклинория, которая является установленной границей Баскальского тектонического покрова в западной части Шемахино-Гобустанской области. Выделенная область развития покровов четко прослеживается также в пределах морской части впадины Южного Каспия и в Западно-Туркменской впадине в пределах Апшероно-Прибалханского мезозойского прогиба.

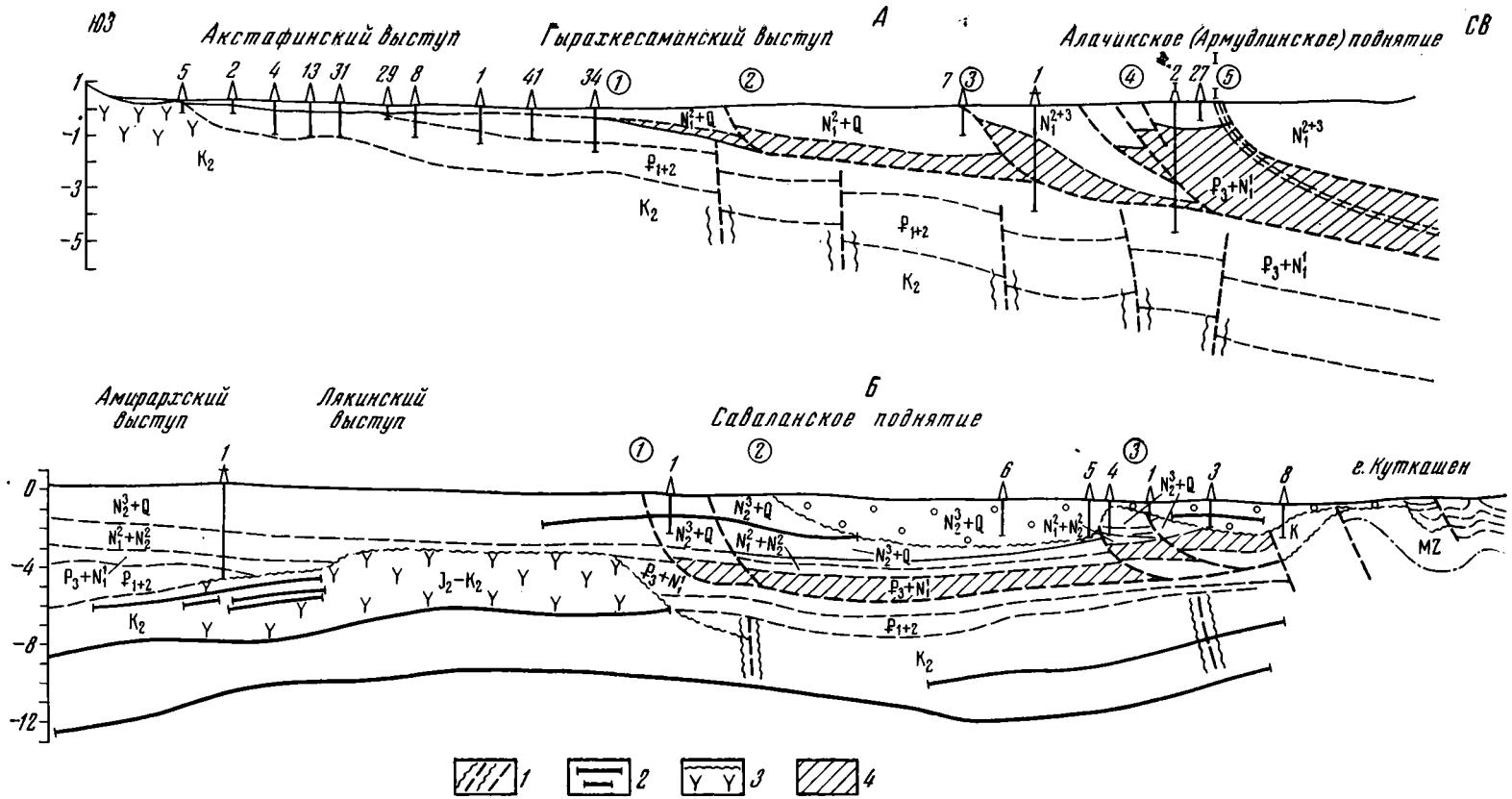


Рис. 2. Разрезы Куринской впадины

1 — зоны разрывов по геолого-геофизическим данным, 2 — сейсмические площадки и горизонты (упрощено), 3 — участки относительно неглубокого залегания магматических образований мезозоя по геолого-геофизическим данным, 4 — зоны надвижения пластичных серий. Алачикская; разрез Б: 1 — Юхары-Агджаязинская, 2 — Салаванская, 3 — Бююк-Пиралинская. На разрезах надписаны антиклинальные складки по мезозойско-нижнекайнозойскому подкомплексу образований

Подавляющее большинство мнотипных антиклинальных складок рассматриваемой территории в пределах зоны развития покровов в мезозойско-кайнозойском разрезе по существующим классификациям складок отвечает складкам нагнетания [1], покровным складкам чехла [9]. Поднятия южной зоны Куринской впадины следует в основном отнести к категории глыбовых [1], унаследованных, отраженных поднятий [9]. Складки нагнетания в северной части Куринской впадины и юго-восточного погружения Большого Кавказа были сформированы под воздействием гравитационных сил на позднеорогенной стадии развития Большого Кавказа. Предпосылкой к образованию складчатости нагнетания при воздымании Большого Кавказа явилось развитие в геологическом разрезе области трех комплексов пород разных реологических свойств: нижнего, подстилающего пластичную серию, среднего — высокопластичного и верхнего, покрывающего пластичную серию. Нижний комплекс являлся лишь основанием, фундаментом для складок нагнетания, средний же комплекс, т. е. пластичная серия пород, являлся активным, мобильным в процессе образования складчатости нагнетания (см. рис. 2). В максимальном выражении, нагнетание глинистой массы приводит к пассивной деформации верхнего комплекса пород миоцен-антропогена, образованию эмбриодиапиров и диапиров в зонах, наиболее ослабленных деятельностью разрывов, и срыву верхней части осадочного чехла северной и центральной части рассматриваемой территории и ее перемещению к югу по подошве майкопской серии. Уплотнение осадков, на наш взгляд, в основном способствовало сглаживанию первичных амплитуд по разрывам в толще пород мезозоя — кайнозоя, особенно в мезозой-эоценовом подкомплексе пород. Здесь амплитуды смещений по разрывам обычно имеют намного меньшие величины по отношению к подобным участкам сочленений отдельных тектонических блоков между собой по миоцен-антропогенному комплексу отложений.

Литература

1. Белоусов В. В. Геотектоника. М.: Изд-во МГУ, 1976. 122 с.
2. Григорьянц В. В. Тектонические соотношения складчатых зон Большого Кавказа и Апшеронской области. Баку: Изд-во АН АзССР, 1962. 112 с.
3. Мамедов А. В. Геологическое строение Среднекуринской впадины. Баку: Элм, 1973. 184 с.
4. Раджабов М. М. Сейсмические модели земной коры Азербайджана: Автореф. дис. на соискание уч. ст. д-ра физ.-мат. наук. М.: ИФЗ АН СССР, 1974. 46 с.
5. Тагиев Э. А., Тагиев Р. Э. Тектоника и перспективы нефтегазоносности южной бортовой зоны Приталышья по новым данным (Юго-Восточный Азербайджан) — Азерб. нефт. хоз-во, 1980, № 2, с. 9—15.
6. Тагиев Р. Э. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности палеогеновых и меловых отложений северной прибортовой зоны Среднекуринской впадины (в пределах Азербайджана): Автореф. дис. на соискание уч. ст. канд. геол.-минер. наук. Баку: АзНИПИнефть, 1974. 20 с.
7. Тагиев Р. Э. Основные черты тектоники мел-эоценового комплекса образований депрессионной зоны Северо-Западного Азербайджана в связи с перспективами нефтегазоносности. — Азерб. нефт. хоз-во, 1961, № 3, с. 17—21.
8. Хаин В. Е. Общая геотектоника. М.: Недра, 1973, с. 341.
9. Шихалибейли Э. Ш., Гасанов А. Г., Тагиев Р. Э., Метакса Х. П. Тектоника Куринского межгорного прогиба. — В кн.: Материалы совещания международной программы по проекту Глобальная корреляция эпох тектогенеза (проект № 107 Геологической корреляции) (Докл. азерб. геологов). Баку: Изд-во АН АзССР, 1979, с. 46—54.

ЮжВНИИгеофизика
НПО «Нефтегеофизика»

Поступила в редакцию
29.IV.1982

КРИТИКА И ДИСКУССИИ

УДК 551.24.01

РЕЗАНОВ И. А.

К ДИСКУССИИ ОБ УСЛОВИЯХ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ
КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ В ОКЕАНИЧЕСКУЮ

Новая книга В. В. Белоусова [1] посвящена актуальной проблеме — происхождению океанов. В отличие от широко распространенных сейчас взглядов мобилистов, связывающих образование океанических впадин с гигантскими горизонтальными перемещениями литосферных плит, В. В. Белоусов стоит на позициях океанизации коры. Рассматривая пограничные зоны между континентами и океанами, В. В. Белоусов приводит значительное число, на наш взгляд, достаточно убедительных данных, свидетельствующих о том, что в недавнее геологическое время на месте океанических пространств была суша, откуда поступал на современный континент обломочный материал, в том числе и гранитоиды. Эти факты, полученные в результате палеогеографических построений, драгирования дна океанов и глубоководного бурения, свидетельствуют о том, что ранее на месте океанов существовали континенты. Следовательно, там, где сейчас сейсмическое зондирование показывает тонкую океаническую кору, ранее существовала мощная кора того типа и вещественного состава, какая сейчас свойственна материкам. Автор этих строк полностью согласен с В. В. Белоусовым, когда он пишет, что «существуют вполне убедительные данные, свидетельствующие в пользу наличия в природе процесса преобразования континентальной коры в океаническую» (с. 80). Наше расхождение с В. В. Белоусовым заключается, однако, в том, каким путем происходило такое преобразование. В разные годы В. В. Белоусов выдвинул несколько механизмов океанизации. От некоторых он сейчас отказывается. Так, на наш взгляд, совершенно справедливо, В. В. Белоусов критикует предложенный им ранее механизм океанизации в результате преобразования «базальтового» слоя континентальной коры в эколгиты. Механизм эколгитизации «не проходит» по той причине, что переход габбро в эколгит «требует определенного сочетания температуры и давления и от этого сочетания зависит скорость, с которой эта реакция происходит... Было установлено, что при тех температурах в нижних слоях коры, которые характерны для условий платформ (400—500°С), скорость этой реакции ничтожно мала» [1, с. 86, 87]. При увеличении температуры эколгитизация требует давлений, какие в коре мало вероятны.

В. В. Белоусов [1] видит океанизацию континентальной коры в следующем: «...при условии особенно сильного термического возбуждения верхней мантии, когда выплавление базальта достигает возможного максимума (20%) и также некоторый объем ультраосновного материала подвергается полному расплавлению, вполне вероятно возникновение инверсии плотностей между корой и мантией. В этой обстановке происходит поглощение коры верхней частью аномальной мантии. Глыбы коры, подобно глыбам субстрата, откалываясь одна за другой, погружаются в разогретую мантию, а их место занимают основные магматические породы — интрузивные внизу и эффузивные вверху. Среди интрузивных некоторое место занимают и ультраосновные породы. Таким образом, на месте континентальной коры постепенно формируется кора океаническая» [1, с. 94]. Такие представления впервые были высказаны в 1945 г. Х. Рамбергом [17], который предположил, что опускание ложа океанов и геосинклиналей связано с экструзией огромных количеств основной лавы и внедрением базальтовых силлов в кору. Если расплавленная лава, считал Х. Рамберг, окажется легче, чем кристаллические породы коры, то последняя будет в ней тонуть. Близкие соображения были высказаны в 1954 г. Р. В. Боммеленом [12]. Один из предложенных им механизмов океанизации заключался в крупных интрузиях и экструзиях базальтовой магмы, повышающей плотность коры и вызывающей ее погружение.

Рассмотренные выше взгляды В. В. Белоусова на океанизацию, излагавшиеся им и раньше, подверглись критике со стороны П. Н. Кропоткина [4], В. Якоби [5] и др. главным образом по той причине, что они противоречат принципу изостазии — легкий материал коры не может погрузиться в более плотную и тяжелую мантию. Зная это слабое место в своей концепции, В. В. Белоусов [1] пытается подобрать такие значения плотности, чтобы кора оказалась тяжелее мантии. Для этого он безосновательно снижает плотность мантии в зонах океанизации до 3,05 г/см³ и столь же необоснованно увеличивает плотность коры до 3,1 г/см³.

В 1945 и даже в 1954 гг., когда Х. Рамберг, а затем Р. Беммелен предложили механизм погружения в мантию, утяжеленной континентальной коры, наши знания о распределении плотностей в коре и мантии были еще фрагментарными. В те годы такая концепция могла еще иметь право на существование. Сейчас, 30 лет спустя, распределение скоростей в коре и верхах мантии как под океанами, так и под континен-

тами, изучено достаточно полно, чтобы уверенно оценивать по ним характер изменения плотности с глубиной.

Средняя плотность континентальной коры по совокупности всех данных принимается сейчас, например при вычислении аномалий в редукции Буге, в $2,67 \text{ г/см}^3$, а $\Delta\sigma$, т. е. разница с плотностью мантии, оценивается в $0,6 \text{ г/см}^3$. При этом плотность мантии равна $3,26 \text{ г/см}^3$ [10]. Кора сможет погружаться в мантию в том случае, если ее плотность по отношению к мантии увеличится на величину, большую $0,6 \text{ г/см}^3$.

В. В. Белоусов считает, что при океанизации плотность мантии резко снижается, а плотность коры еще более резко возрастает. Доказательство снижения плотности мантии он видит в том, что в одной из работ [13] приведена предполагаемая плотность мантии в $3,05 \text{ г/см}^3$ под срединно-океаническим хребтом на глубине 20 км. Но если учесть, что под Исландией, находящейся на продолжении срединно-океанического хребта, мощность коры равна 40 км [2], то указанная плотность, даже если она соответствует действительности, относится скорее к коре, чем к мантии. Никто из гравиметристов никогда не принимал для мантии плотность менее $3,25 \text{ г/см}^3$, обычно же она оценивается в $3,3—3,5 \text{ г/см}^3$. Даже для низкоскоростной мантии Байкальского рифта, которую В. В. Белоусов приводит в качестве образца, иллюстрирующего свойства мантии при океанизации, Ю. А. Зорин [3] брал цифру $3,29—3,30 \text{ г/см}^3$.

Еще менее обоснованна попытка В. В. Белоусова значительно (до $3,1 \text{ г/см}^3$) увеличить плотность коры перед ее погружением в мантию. Как уже отмечалось, средняя для Земли плотность континентальной коры, принимаемая при вычислении аномалий в редукции Буге, $2,67 \text{ г/см}^3$. Погрузить такую кору в мантию возможно лишь в том случае, если ее плотность увеличится на $0,6—0,7 \text{ г/см}^3$.

В. В. Белоусов видит две причины резкого повышения плотности океанизирующей коры: 1) мощные излияния базальтовых лав на ее поверхность; 2) внедрение в кору ультраосновных магматических пород. Легко показать, что ни та, ни другая причины не приведут к сколько-нибудь значительному увеличению средней плотности континентальной коры. Плотность базальтовых покровов как на континентах (траппы), так и на океаническом дне из-за их пористости и перемежаемости с осадками составляет в среднем $2,4—2,6 \text{ г/см}^3$, т. е. оказывается ниже средней плотности континентальной коры [10]. Но даже если мы примем для базальтов плотность $2,9$, что характерно для малопористых образцов (долеритов), то и в этом случае сколько бы мощными ни были излияния базальтов, средняя плотность коры останется ниже $2,9 \text{ г/см}^3$.

Рассмотрим, возможно ли увеличение плотности континентальной коры, толщина которой 40 км, в результате внедрения ультраосновной магмы. Примем максимальную из известных плотность ультраосновных пород $3,3 \text{ г/см}^3$. Легко подсчитать, что для того, чтобы средняя плотность коры с $2,67 \text{ г/см}^3$ возросла до $3,1 \text{ г/см}^3$, необходимо, чтобы слой внедрившихся гипербазитов превысил 70 км, а суммарная мощность коры перед погружением достигла 110 км. Цифры эти не реальные, тем более что в областях современной океанизации мы наблюдаем не увеличение мощности коры, а наоборот, ее утонение. При этом следует помнить, что под такой огромной по мощности корой (т. е. на глубине 100 км), согласно предположениям В. В. Белоусова, должна сохраниться плотность мантии всего $3,05 \text{ г/см}^3$.

Итак, попытка В. В. Белоусова показать, что кора может стать тяжелее мантии, явно несостоятельна. Но это не единственное возражение против защищаемого им механизма океанизации. Допустим, что континентальная кора оказалась чуть тяжелее мантии и начала в нее погружаться, раскалываясь на глыбы. Произойдет ли тогда растворение коры в мантии? Конечно же, нет. В. В. Белоусов исходит из того, что мантия, в которую погружается утяжеленная континентальная кора, находится в сильно разогретом, частично расплавленном состоянии. Но разве характерные для континентальной коры кварц-полевошпатовые породы погрузятся в такую горячую мантию, даже если на них сверху будет «давить» утяжеленная кора? Эти породы расплавятся еще до погружения в ультрабазитовый расплав и в виде магмы мигрируют вверх, что с ними всегда происходит при нагревании. Ни кремнезем, ни щелочи в мантию обратно «затащить» уже невозможно. Если при океанизации существовала обстановка таких высоких температур, какую рисует В. В. Белоусов, то еще до погружения сиалической коры в ультраосновную мантию она расплавится и создадутся условия, напоминающие ликвацию, когда сверху расположен кислый расплав, а ниже — ультраосновной. Очевидно, что легкая сиалическая магма не погрузится в ультраосновную.

В. В. Белоусов [1] пишет, что процесс океанизации совершается в каких-то совершенно экстремальных температурных условиях «при полном расплавлении части ультраосновного материала мантии» (с. 94). Но давайте обратимся к реальной геологической обстановке океанизации. Глубоководным бурением доказано, что обширные просторы восточной части Индийского океана и запад Тихого океана начали погружаться в миоцене и продолжают погружаться. Океанизация продолжается в современную нам эпоху, однако мы не регистрируем в океанизирующихся сейчас районах каких-либо экстремальных температурных условий. Если взять в качестве примера погружающееся в плиоцене и четвертичном периоде Охотское море, то там тепловой поток действительно увеличен, но он всего лишь в 2 раза превышает норму. Таким образом, мы должны сделать вывод, что, хотя океанизация и сопровождается повышением температуры, расплавления коры и тем более ультраосновной мантии не происходит.

Наконец последнее, пожалуй, самое существенное возражение. По В. В. Белоусову, как и по гипотезе разрастания океанического дна, предполагается, что при образовании океана имело место новообразование коры за счет базальтовых лав и подстилающих их габброидов и гипербазитов, а старая кора полностью разрушена. Между тем данные океанского бурения свидетельствуют об обратном. Установлены крупные

(до 5—6 км) опускания дна во всех океанах. Не вызывает сомнений, что такие опускания сопровождались утонением коры. Однако это утонение, имевшее место где-то на глубине, не нарушило верхней части океанизирующей коры. Мелководные осадки, образовавшиеся до погружения, и перекрывающие их глубоководные, возникшие после океанизации, лежат друг на друге согласно и горизонтально. Это свидетельствует, что верхняя часть континентальной коры, бывшей до океанизации на месте океана, стала впоследствии верхней частью океанической коры. Следовательно, при океанизации не происходит полной переработки всей континентальной коры. Последняя лишь утоняется снизу. А такой процесс утонения коры снизу ни в коей мере не соответствует той позиции, которую защищает В. В. Белоусов.

Механизм океанизации, защищаемый В. В. Белоусовым, не приемлем по следующим причинам.

1. Противоречит принципу изостазии. Плотность верхней мантии, даже в условиях ее частичного плавления, значительно выше плотности коры, и последняя не может в нее погрузиться.

2. Противоречит механизму ликвации — магма с большим содержанием кремния и щелочей не может мигрировать вниз в более тяжелую ультраосновную магму.

3. Расходится с данными температур в коре и мантии тех районов, где в плиоцене и в настоящее время шел и идет процесс океанизации.

4. Противоречит результатам драгировок дна и глубоководного океанического бурения, свидетельствующим о том, что верхняя часть континентальной коры стала после океанизации верхней частью океанической коры. Таким образом, при океанизации не происходит уничтожения всей континентальной коры, как считает В. В. Белоусов, а лишь ее утонение снизу.

Наше основное противоречие со взглядами В. В. Белоусова заключается в том, что он пытается «запрятать» «лишние» элементы из сиалической континентальной коры вниз, в мантию Земли. Автор же этих строк убежден, что эти элементы могли мигрировать из низов коры только вверх — в верхнюю часть коры или за ее пределы (в воду, в атмосферу).

Каким же путем возможно преобразование континентальной коры в океаническую? Сейсмические исследования на акваториях морей и океанов показали, что механизм океанизации проявляется, главным образом, в смещении границы Мохоровичича вверх. Д. Гицули первым обратил на это внимание 30 лет назад. Он объяснял подъем границы М вверх «подкорковой эрозией», в результате которой нижние горизонты коры размываются подкорковыми течениями и поглощаются мантией [14]. Мысль Д. Гицули о том, что океанизация связана с процессами на границе Мохоровичича, чрезвычайно плодотворна, но его подкорковую эрозию мы не можем принять, так как физически нельзя сиалический материал «загнать» в мантию Земли. Океанизация континентальной коры возможна лишь путем выноса вверх тех элементов, за счет которых «плавающая» на мантии кора приобрела меньшую мощность.

Таких механизмов можно назвать несколько. Наиболее простым является механизм вывода вверх из коры воды, содержащейся в нижней и средней ее частях. Автор этих строк предложил геологическую модель земной коры древней платформы, две трети которой состоят из серпентинизированных гипербазитов [7]. Десерпентинизация такой коры, вызванная незначительным увеличением температуры, приводит к тому, что большая часть коры по сейсмическим свойствам присоединяется к мантии, граница М резко поднимается вверх, толщина континентальной коры уменьшается, что приведет к ее опусканию. В. В. Белоусов [1], признавая, что «процессы серпентинизации и десерпентинизации могут играть существенную роль в жизни континентальной коры» (с. 84), возражает против такого механизма, поскольку «исходная позиция, состоящая в предположении о больших объемах серпентинитов в нижних слоях континентальной коры, не имеет за собой фактических данных» (с. 85).

Между тем, фактические данные в пользу серпентинитовой природы нижней и средней коры существуют, и число их с годами растет. З. А. Крутиховская [5] оценивает среднюю намагниченность нижней и средней части коры шитов в $2-4 \cdot 10^{-3}$ СГС, в то время как для верхних 10—15 км намагниченность составляет $0,1-0,6 \cdot 10^{-3}$ СГС. Таким образом, нижняя и средняя кора намагничены в 5—10 раз сильнее, чем метаморфические породы, слагающие верхнюю часть коры шитов. Столь высокая намагниченность нижней и средней коры платформ свидетельствует о высокой концентрации в ней магнитных минералов, из которых главным является магнетит. Серпентинизация гипербазитов — это наиболее вероятный путь накопления в коре магнетита.

Вторым фактом в пользу серпентинитовой природы нижней и средней коры платформ является ее высокая электрическая проводимость, достигающая 5000 См, что обнаружено в пределах Сибирской, Северо-Американской и Африканской платформ [16]. Если исходить из представлений о гранулитовом составе низов коры платформ, то такая их электропроводимость необъяснима. В случае серпентинитовой модели проводимость объясняется за счет того же магнетита.

Сформулированная Н. И. Павленковой [9] новая сейсмическая модель коры платформ предполагает существование в средней части коры слоя с пониженными скоростями. Более высокая серпентинизация пород этого слоя логичнее всего объясняет снижение в нем скорости.

На серпентинитовую природу низов коры указывают и историко-геологические данные, свидетельствующие о значительном подъеме платформ после их образования и одновременной эрозии части метаморфического фундамента. В условиях изостазии такой подъем должен сопровождаться опусканием границы Мохоровичича в результате разуплотнения мантийных гипербазитов, а наиболее вероятный процесс их разуплот-

нения — это серпентинизация. О существовании серпентинитов в низах коры свидетельствуют крупные отторженцы этих пород, выведенные на дневную поверхность. Примерами могут служить ультраосновные массы Карка и др. на Урале. Слагающие их дуниты и гарцбургиты подвержены слабой (лизардитовой) серпентинизации, которая, по С. В. Москалеву [6], произошла еще до вывода этих пород на земную поверхность. Она пришла к выводу о широком распространении разуплотненных серпентинизированных гипербазитов в нижних горизонтах коры.

Другим возможным механизмом океанизации континентальной земной коры является процесс выноса вверх гранитизирующих элементов. За счет этого происходит базификация низов коры и смещение границы М вверх. Такой механизм впервые предложил В. Е. Хаин [11]. Он полагал, что под влиянием высоких тепловых потоков «может происходить метаморфическая дифференциация крупного масштаба, выражающаяся в подъеме кремнезема и щелочей в более высокие горизонты коры и в соответственном обеднении этими компонентами и, стало быть, базификации более низких горизонтов» (с. 306).

Подчеркнем, что наиболее распространенным типом метаморфических образований, слагающих обнажающуюся и вскрытую скважинами часть кристаллической земной коры, являются мигматиты. Они состоят из тонкого чередования светлых и темных полос. Светлые сложены, преимущественно, кварцем и отчасти полевыми шпатами, а темные — роговой обманкой, пироксенами и биотитом. Выплавление вследствие подъема температуры и возгон вверх лейкократовой части мигматита приводят к тому, что остаток (рестит) по химическому составу и физическим свойствам мало чем будет отличаться от пород земной мантии. Граница Мохоровичича будет фиксироваться выше зоны реститов.

В. В. Белоусов не смог высказать возражений против существа этого процесса, так как проявления его геолог наблюдает повсеместно, например, отложение жильного кварца даже в областях базальтового магматизма. В. В. Белоусов критикует этот механизм с другой стороны: он отмечает, что в случае океанизации континентальной коры по такому механизму кремнезем должен выделяться в таком количестве, что составит слой толщиной в 5 км, чего нигде мы не наблюдаем. Но и И. А. Резанов [7], поддерживавший этот механизм, отмечал то же самое: «Если предполагать, что вся континентальная кора сложена высокометаморфизированными породами, то при полной дегранитизации нижней ее части мы не получим типичную океаническую кору, ибо гранитизирующих элементов окажется слишком много» (с. 181). В книге [7] речь шла о том, что этот механизм океанизации способен лишь незначительно сократить снизу толщину океанизирующейся коры. В качестве примеров частичной океанизации назывались впадины Охотского и Японского морей. Частичная океанизация — явление, широко распространенное на планете (Северная Атлантика, Ледовитый океан, Средиземное и другие моря и т. д.). Эти обширные области имеют кору, промежуточную между континентальной и океанической, или, как показал сейсмический профиль Исландия — Шетландские острова [2], кора даже ближе к континентальной, но она несколько утонена и потому погружена под уровень океана. Такое утонение коры на несколько километров могло произойти в результате миграции кремнезема и щелочей из низов коры в более высокие ее горизонты.

Наконец, возможен еще третий механизм океанизации — магматическое замещение пород коры поступающим из мантии основным и ультраосновным материалом. На такой процесс впервые указал В. Беммелен. Затем его идеи были развиты В. В. Тихомировым. Этот механизм рассмотрен на новом материале И. А. Зотовым и автором этих строк [8], и здесь мы на нем не останавливаемся.

Изложенное выше приводит к следующим выводам.

1. Океанизация континентальной коры проявляется в ее утонении, происходящем вследствие смещения границы Мохоровичича вверх по разрезу литосферы.

2. Океанизация осуществляется, главным образом, в результате выноса вверх воды, кремнезема, щелочей и сопутствующих им элементов и соединений.

3. Океанизация возможна и за счет привноса в кору сидерофильных элементов и замещения ими пород земной коры.

4. Вероятно, существуют несколько различных механизмов океанизации, что определяется, прежде всего, составом континентальной коры. Некоторые из возможных механизмов океанизации приводят к незначительному утонению коры.

5. Наиболее слабой стороной в проблеме преобразования толстой континентальной коры в тонкую океаническую является то, что мы еще не знаем достоверно вещественного состава нижней двух третей коры материков. Распространенное представление о том, что средний химический состав континентальной коры близок диориту, всего лишь предположение, не подкрепленное надежными аргументами.

Литература

1. Белоусов В. В. Переходные зоны между континентами и океанами. М.: Недра, 1982. 150 с.
2. Зверев С. М., Косминская И. П., Красильщикова Г. А., Михота Г. Г. Глубинное строение Исландии и Исландско-Фарерско-Шетландского региона по результатам сейсмических исследований. — Бюл. МОИП, 1978, № 3, с. 99—115.
3. Зорин Ю. А. Изостазия и гравиметрическая модель земной коры и верхней мантии — В кн.: Очерки по глубинному строению Байкальского рифта. Новосибирск: Наука, 1977, с. 83—99.

4. Кротокин П. Н. Критика некоторых тектонических теорий фиксизма.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1964, № 6, с. 10—40.
5. Крутиховская З. А. Проблема создания магнитной модели земной коры древних щитов.— Геофиз. сб. АН УССР, 1976, вып. 73, с. 3—29.
6. Москалева С. В. Серпентинизация как один из процессов, обуславливающих возникновение границ раздела в земной коре.— В кн.: Природа сейсмических границ в земной коре. М.: Наука, 1971, с. 117—123.
7. Резанов И. А. Происхождение океанов. М.: Наука, 1969. 200 с.
8. Резанов И. А., Зотов И. А. Об одном из возможных механизмов океанизации континентальной коры— Докл. АН СССР, 1981, т. 257, № 5, с. 1200—1204.
9. Сейсмические модели литосферы основных геоструктур территории СССР. М.: Наука, 1980. 184 с.
10. Тектоносфера Земли. М.: Наука, 1978. 531 с.
11. Хаин В. Е. Общая геотектоника. Изд. 2-е М.: Недра, 1973. 511 с.
12. *Bettmelen R. W.* Mountain Building. The Hague, 1954.
13. *Bottinga Y., Steinmetz L.* A geophysical, geochemical, petrological model of the submarine lithosphere.— Tectonophysics, 1979, v. 55, p. 311—347.
14. *Gilluly J.* Geologic contrasts between continents and ocean basins.— Geol. Soc. Amer. Spec. Paper, 1955, p. 7—18.
15. *Jacoby W. R.* Oceanization and isostasi: a discussion on the paper: Against the hypothesis of ocean-floor spreading by V. V. Belousov.— Tectonophysics, 1972, v. 15, p. 331—333.
16. *Kay R. W., and Kay S. M.* The Nature of the Lower Continental crust: inferences from geophysics, surface geology, and crustal xenoliths.— Rev. Geophys. and Space Phys., 1981, v. 19, № 2, p. 271—297.
17. *Ramberg H.* The thermodynamics of the earth's crust. II.— Norsk Geol. Tidsskr., 1945, v. 25, № 307, p. 124.

Институт истории естествознания
и техники АН СССР

Поступила в редакцию
17.XII.1982

РЕЦЕНЗИИ

УДК 551.24.01

ФЛОРЕНСОВ Н. А.

НОВЫЙ ВАРИАНТ КАРТЫ НОВЕЙШЕЙ ТЕКТониКИ
ЮЖНОЙ ЧАСТИ ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ

Среди изданных в последние годы картографических материалов по геологической тематике обращает на себя внимание карта новейшей тектоники юга Восточной Сибири масштаба 1 : 1 500 000, составленная по новой методике, предложенной А. Г. Золотаревым¹. Территория, охваченная картой, включает в себя южную часть Сибирской платформы и ее горно-складчатое обрамление: Енисейский кряж, Восточный Саян, Байкальское и Байкало-Патомское нагорья, Забайкалье, которые уже не раз изображались на неотектонических картах обзорных масштабов.

На рассматриваемой карте показаны отдельные структурные элементы литосферы, отличающиеся темпом и типом новейших движений, и сделана первая попытка картографического изображения взаимосвязей между этими элементами, а в конечном итоге — попытка представить суммарный эффект неотектонических процессов в пределах всей территории. Новым является включение в число главных объектов изображения помимо традиционных степеней активизации зон рифтогенных процессов, выделяемых по принципу их интенсивности и направленности. Центральное место занимает Байкальская рифтовая зона с присущим ей растяжением, раздвигом и образованием соответствующих впадин. По обе стороны от нее симметрично расположены две предрифтовые переходные зоны, для которых характерны диаметрально противоположные явления: компенсационное сжатие и формирование структур линейного коробления большой протяженности, соизмеримой с рифтовой зоной в целом. Они повторяют в плане все основные изгибы ее границ, располагаются часто несогласно по отношению к районам различной новейшей активизации и поэтому во многих местах кажутся как бы наложенными на них. Двенадцать шкал суммарных амплитуд новейших вертикальных движений, составляющих основу легенды, сгруппированы в ней по принципу решетки, в вертикальных графах которой показана степень новейшей активизации, а в горизонтальных — направленность движений.

Идея о предрифтовых переходных зонах, разрабатываемая А. Г. Золотаревым [2, 4—6] и отраженная картой, оригинальна, не лишена логики и фактического обоснования, но дискуссионна. Главный аргумент в ее пользу — предрифтовые² структуры линейного коробления обладают специфической современной морфологией, им свойственны несколько отличные геофизические поля и разрывные нарушения (надвиги, взбросы), свидетельствующие в пользу компенсационного сжатия.

На карте получили отражение и некоторые другие оригинальные представления о новейшей тектонике юга Восточной Сибири. Наибольший интерес вызывают, однако, не они, а новые приемы неотектонического картографирования, примененные авторами и давшие весьма интересные результаты. Предложенные А. Г. Золотаревым [3, 4, 7], эти приемы направлены на повышение точности расчетов суммарных амплитуд новейших вертикальных движений. Первый из них сводится к введению поправки за изменение в течение неотектонического этапа уровня Мирового океана, являющегося репером для расчетов. Как известно, эти вычисления производятся обычно от современного уровня моря; на условность такого «исходного нуля» расчетов обращали внимание в свое время Н. И. Николаев [11], О. К. Леонтьев [10], А. П. Дедков [1] и др. Авторами карты сделана первая попытка устранить эту условность путем привлечения данных о кайнозойской эвстазии, согласно которым уровень Мирового океана в течение последней эры понижался. Гляциозвстатические колебания квартала осложняли, но не нарушали в целом строгой направленности этого процесса.

В качестве исходных данных для расчетов поправки использована интегральная кривая процесса понижения уровня Мирового океана за последние 100 млн. лет, полученная В. А. Шлейниковым [12] на основании статистического анализа морфометрических рядов абсолютных высот внутриконтинентальных денудационных поверхностей, древних морских равнин и террас. Многократные расчеты поправки, произведенные для различных районов, привели к важному выводу о том, что при любой нижней границе новейшего этапа ее значения исчисляются первыми сотнями метров.

¹ Карта новейшей тектоники юга Восточной Сибири масштаба 1 : 1 500 000 (редакторы А. Г. Золотарев, П. М. Хренов). Л.: Картфабрика НПО «Аэрогеология», 1981. 4 листа. Объяснительная записка. Иркутск, отпечатано на ротапринте Ленинградской картографической фабрики ВСЕГЕИ, 1981. 114 стр.

² Пожалуй, было бы лучше и точнее называть их околорифтовыми.

Оценивая рассматриваемый методический подход, нельзя не видеть в нем первую попытку найти способ вычисления так называемого исходного нуля для расчетов суммарных амплитуд новейших вертикальных движений с учетом изменений уровня Мирового океана и последующим введением соответствующей поправки. Однако, достоверность исходных данных, лежащих в основе расчетов в виде интегральной кривой В. А. Шлейникова, может оспариваться, так как в них имеются некоторые допущения. Это ставит, в свою очередь, под сомнение результаты расчетов поправки, но в какой степени? Можно, пожалуй, согласиться с тем, что при всех возможных ошибках в исходных данных бесспорным остается одно: постоянство порядка числовых значений поправки — первые сотни метров. Если обратиться к другим работам, посвященным изменениям уровня Мирового океана в кайнозой [9, 10], в которых авторы ставят ту же задачу, что и В. А. Шлейников, но идут к ее решению иными путями, и положить их в основу расчетов, то порядки всех получаемых значений поправки будут близкими как друг к другу, так и к порядку значений, вытекающих из интегральной кривой.

Поправка за изменение уровня Мирового океана — эта та погрешность, которая постоянно допускается на картах новейшей тектоники при существующей методике расчетов суммарных амплитуд вертикальных движений. Если признать достоверным только один порядок числовых значений этой поправки — первые сотни метров, то рассматриваемый методический прием приобретает несомненную ценность. При неотектоническом картографировании равнинно-платформенных областей введение новой поправки за изменение уровня Мирового океана, суммируемой с традиционной поправкой за первоначальное превышение исходной поверхности выравнивания над уровнем моря, приводит к массовому изменению знака вертикальных новейших движений с положительного на отрицательный. Это очень хорошо иллюстрируется рецензируемой картой, на которой около 40% территории внутреннего поля Иркутского амфитеатра оказалось опускающейся, а не поднимающейся, как это принято считать, что, кстати сказать, имеет немаловажное прикладное значение в связи с изучением неотектонических условий сохранения залежей нефти и газа и что уже принято во внимание при поисковом планировании. Еще более впечатляющие результаты, вытекающие из смены знаков вертикальных движений, были получены при составлении картосхем для ряда равнин различных континентов [8], свидетельствуя о том, что около половины площади их территорий испытывало в новейшее время не поднятие, а опускание. Эти результаты могут рассматриваться как дополнительные аргументы в пользу пульсационной гипотезы развития Земли.

Второй новый методический прием повышения точности расчетов суммарных амплитуд новейших вертикальных движений — учет искажающего влияния литоморфного фактора, т. е. различной устойчивости горных пород против экзогенного разрушения. Его применение особенно важно в тех широко распространенных случаях, когда при составлении неотектонических карт, отражающих суммарный эффект новейших движений, используются схемы деформаций исходной поверхности выравнивания. Автором данного методического приема [3] уже давно было доказано, что если на денудационных поверхностях выравнивания имеют место обширные выходы пород различной устойчивости, то эти поверхности не могут быть при неотектоническом картографировании идеальными имитаторами кровли или подошвы геологического пласта. В этих случаях они всегда ступенчаты: число ступеней соответствует количеству различных комплексов пород, а высотные интервалы между ними, исчисляемые чаще всего первыми десятками метров, будут тем больше, чем выше контрасты в устойчивости. Сущность рассматриваемого методического приема, в конечном счете, сводится к вычислению и последовательному введению в расчеты суммарных амплитуд новейших вертикальных движений поправки за литоморфный фактор. Благодаря введению этой поправки, на рецензируемой карте претерпели существенные изменения прежние изолинии суммарных движений — их плановое положение, конфигурация и числовые значения. В свою очередь это привело к изменению границ, морфологии ряда ранее известных структур и выявлению новых, а в отдельных случаях, напротив, к исчезновению некоторых ранее изображавшихся на этой территории структурных форм.

Здесь были кратко рассмотрены только методические новшества, принятые при составлении рецензируемой карты и разъясненные в объяснительной записке к ней. Но в этих новшествах, несомненно, и есть самое главное. Все сказанное выше, позволяет приветствовать издание нового варианта карты новейшей тектоники южной части Восточной Сибири, составлением которого на всех этапах руководил А. Г. Золотарев. Средоточие внимания авторов на вертикальных, а не на иных новейших движениях не следует рассматривать только как дань традиции или даже как известный консерватизм. Для выявления и картографирования новейших горизонтальных движений большого масштаба, даже если они имели место в недавнем геологическом прошлом в рассматриваемой внутриконтинентальной области, объективных данных пока не имеется. Учитывая это замечание, нужно признать, что издание рецензируемых материалов по новейшей тектонике Восточной Сибири — это большой и, я бы сказал, смелый шаг на пути учения о неотектонических структурах суши, а также поисков новых принципов и средств их картографирования.

Литература

1. Дедков А. П. Об использовании поверхностей выравнивания для определения суммарных величин новейших тектонических поднятий. — В кн.: Вопросы методики изучения новейших тектонических движений Волго-Уральской области. Тр. Волгоград. совещ. по методике изучения новейших тектонических движений. Казань: Изд-во Казанск. гос. ун-та, 1965, с. 60—66.

2. *Золотарев А. Г.* Приленская переходная морфоструктурная зона и некоторые общие вопросы развития морфоструктур.— В кн.: Проблемы геоморфологии и неотектоники орогенных областей Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск: Наука, 1968, с. 161—169.
3. *Золотарев А. Г.* Возможности устранения осложняющего влияния литологии при составлении схем деформаций эрозионно-денудационных поверхностей.— В кн.: Поверхности выравнивания. М.: Наука, 1973, с. 42—45.
4. *Золотарев А. Г.* Рельеф и новейшая структура Байкало-Шатомского нагорья. Новосибирск: Наука, 1974, с. 65—68.
5. *Золотарев А. Г.* Переходный рельеф между орогенными и равнинно-платформенными областями.— Геоморфология, 1976, № 2, с. 26—35.
6. *Золотарев А. Г., Савинский К. А.* Предрифтовая структурная зона в Прибайкалье.— Геология и геофизика, 1978, № 8, с. 60—68.
7. *Золотарев А. Г.* Опыт расчета суммарных амплитуд неотектонических движений в связи с изменениями уровня Мирового океана.— Геоморфология, 1979, № 2, с. 38—46.
8. *Золотарев А. Г.* О знаках новейших вертикальных движений континентальных равнин в связи с изменениями уровня Мирового океана.— Геотектоника, 1982, № 3, с. 50—54.
9. *Клиге Р. К.* Уровень океана в геологическом прошлом. М.: Наука, 1980, с. 61—64.
10. *Леонтьев О. К.* Об изменении уровня Мирового океана в мезозое — кайнозое.— Океанология, 1970, т. 10, вып. 2, с. 276—285.
11. *Николаев Н. И.* Неотектоника и ее выражение в структуре и рельефе территории СССР. М.: Госгеолиздат, 1962, с. 84—129.
12. *Шлейников В. А.* Изменение уровня Мирового океана в мезокайнозое. М.: Наука, 1975, с. 45—49.

Институт земной коры
СО АН СССР, Иркутск

Поступила в редакцию
19.VIII.1983

Редакционная коллегия:

Главный редактор **Ю. М. ПУЩАРОВСКИЙ**
 Ответственный секретарь **М. С. МАРКОВ**
В. В. БЕЛОУСОВ, Р. Г. ГАРЕЦКИЙ, Ю. А. КОСЫГИН, Л. И. КРАСНЫЙ,
П. Н. КРОПОТКИН, Е. Е. МИЛАНОВСКИЙ, А. А. МОССАКОВСКИЙ,
А. В. ПЕЙВЕ, В. Е. ХАИН, Н. А. ШТРЕЙС

Адрес редакции

109017, Москва, Ж-17, Пыжевский пер, 7, Геологический институт АН СССР
Телефон 230-81-77

Зав. редакцией *Б. Д. Гриль*

Технический редактор *Е. А. Проценко*

Сдано в набор 03.07.84 Подписано к печати 15.08.84 Т-14639 Формат бумаги 70×108^{1/16}
 Высокая печать Усл. печ. л. 9,8 Усл. кр.-отт. 16,9 тыс. Уч.-изд. листов 11,1 Бум. л. 3,5
 Тираж 1698 экз. Зак. 4105

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

В 113
ПЕСОЧНЫЙ ПЕР Д 3 КВ 42
МАКАРЧЕВУ П И
70228

Цена 1 р. 40 к.

Индекс 70228

0

В МАГАЗИНАХ «АКАДЕМКНИГА»

имеются в продаже:

Лебедев Л. И. СТРОЕНИЕ И НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ СОВРЕМЕННЫХ ГЕТЕРОГЕННЫХ ДЕПРЕССИЙ. 1978. 111 с. 1 р. 30 к.

Работа посвящена геологическому строению и нефтегазоносности особого класса осадочных депрессий, которые характерны для современных внутренних и окраинных морей. В качестве тектонотипа этих структур рассмотрено Каспийское море. Для сравнительного анализа привлечены также данные по другим морским бассейнам и, в частности, Северному морю и Персидскому заливу. Выявлены черты сходства и различия упомянутых депрессий, обосновано отнесение их к одной категории депрессионных структур.

Книга рассчитана на геологов-нефтяников и тектонистов.

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

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

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

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

480091 Алма-Ата, 91, ул. Фурманова, 91/97; 370005 Баку, 5, ул. Джапаридзе, 13; 320093 Днепропетровск, проспект Ю. Гагарина, 24; 734001 Душанбе, проспект Ленина, 95; 664033 Иркутск, ул. Лермонтова, 289; 252030 Киев, ул. Пирогова, 4; 277012 Кишинев, проспект Ленина, 148; 343900 Краматорск, Донецкой области, ул. Марата, 1, 443002 Куйбышев, проспект Ленина, 2; 197345 Ленинград, Петрозаводская ул., 7; 220012 Минск, Ленинский проспект, 72; 117192 Москва, В-192, Мичуринский проспект, 12; 630090 Новосибирск, Академгородок, Морской проспект, 22; 620151 Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137; 700187 Ташкент, ул. Дружбы народов, 6; 450059 Уфа, 59, ул. Р. Зорге, 10; 720001 Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42; 310078 Харьков, ул. Чернышевского, 87.



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»