

ISSN 0016-853X

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ТЕОТЕКТОНИКА

3

ИЗДАТЕЛЬСТВО НАУКА · 1979

ГЕОТЕКТОНИКА

ЖУРНАЛ ОСНОВАН В 1965 ГОДУ

ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД

МАЙ — ИЮНЬ

МОСКВА

№ 3, 1979

СОДЕРЖАНИЕ

Артемьев М. Е. Кайнозойские тектонические движения и нарушения изостазии	3
Розанов Л. Н. Геотектонические факторы формирования зон нефтегазоаккумуляции	14
Кабышев Б. П. Скорость роста соляных структур Днепровско-Донецкой впадины	25
Айзенштадт Г. Е.-А., Слепакова Г. И. Тектоническое положение и строение Южноэмбинского поднятия	32
Бутов Ю. П. Проблема байкалид юго-восточной части Восточного Саяна	42
Язев Р. Г. Комплекс параллельных даек Полярного Урала	49
Димитрова Е., Янев И., Бахнев Д. Размещение магматических формаций Карпато-Балканской области в связи с ее тектоническим развитием	59
Соколов С. Д. Офиолитовые и офиолитокластовые олистостромы складчатых областей	76
Щерба И. Г. Олистостромы в неогеновой молассе северного борта Афгано-Таджикской впадины	89
Хуторской М. Д. Особенности теплового поля в восточной части Прикаспийской впадины	97
Маловицкий Я. П., Есина Л. А., Свистунов Ю. И. Глубинное строение земной коры Центрального Средиземноморья	103
Хрянина Л. П. Метеоритные кратеры как геологические структуры	112

Хроника

Марков М. С., Щербак Н. П. Архей южной части Канадского щита (о заседании рабочей группы проекта Геохимия архея Международной программы геологической корреляции 2—17 августа 1978 г., Канада — США)	126
--	-----

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

MAY — JUNE

MOSCOW

№ 3, 1979

CONTENTS

Artemiev M. E. Cenozoic tectonic movements and disturbances in isostasy . . .	3
Rozanov L. N. Geotectonic factors of formation of oil- and gas-accumulation zones	14
Kabyshv B. P. Rate of the saline structures growth of the Dnieper-Donets depression	25
Aizenshtadt G. E., Slepakova G. I. Tectonic setting and structure of the South Embin uplift	32
Butov Yu. P. Problem of baikalides in the southeastern part of the East Sayany	42
Yazeva R. G. A complex of parallel dikes of the Polar Urals . . .	49
Dimitrova E., Yanyev I., Bakhnyev D. Distribution of magmatic formations of the Carpathian-Balkan area relative to its tectonic development . . .	59
Sokolov S. D. Ophiolitic and ophiolite-clastic olistostromes of folded areas . . .	76
Shcherba I. G. Olistostromes in the Neogene molassa of the northern slope of the Afgano-Tadjik depression . . .	89
Khutorskoi M. D. Peculiarities of the thermal field in the eastern part of the Precaspian depression . . .	97
Malovitsky Ya. P., Yesina L. A., Svistunov Yu. I. Deep structure of the Central Mediterranean Earth's crust	103
Khryanina L. P. Meteoritic craters as geological structures . . .	112

Chronicles

Markov M. S., Shcherbak N. P. Archean of the southern part of the Canadian shield (Meeting of the Working Group on Project «Archean Geochemistry of the International Geological Correlation Programme» 2—17 August 1978, Canada — USA) . . .	126
--	-----

УДК 551.242+551.334

М. Е. АРТЕМЬЕВ

КАИНОЗОЙСКИЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДВИЖЕНИЯ И НАРУШЕНИЯ ИЗОСТАЗИИ

Для Японо-Курило-Камчатской, Крымско-Кавказской, Памиро-Тянь-Шаньской, Алтае-Саянской и Прибайкальской зон проведен совместный анализ данных о топографическом рельефе и изостатических аномалиях силы тяжести. Установлено, что район островных дуг и крымско-кавказская часть альпийской геосинклинальной области характеризуются значительными дисперсиями изостатических аномалий и высот рельефа и положительной корреляцией этих параметров. Эти регионы характеризуются положительными значениями региональной компоненты гравитационного поля, указывающей на концентрацию в подстилающей их мантии материала с аномально повышенной плотностью. Для остальных регионов установлены меньшие значения дисперсии аномалий и высот рельефа, существенно лучшая изостатическая скомпенсированность. Региональная компонента гравитационного поля отрицательна, что свидетельствует о понижении плотности мантийного материала. Сделан вывод о существенном различии глубинных процессов, приводящих к эпигеосинклинальному и эпиплатформенному орогенезу. Обсуждаются некоторые возможные объяснения выявленных соотношений.

ВВЕДЕНИЕ

Изучение изостазии дает важную информацию для понимания природы тектонических процессов. Судить о том, как и в какой степени осуществляется изостазия, позволяют изостатические аномалии силы тяжести. Такие аномалии, осредненные по площадкам $1 \times 1^\circ$ и $10 \times 15'$, получены для территории СССР, и их анализ уже позволил сделать ряд заключений (Артемьев, 1975). Однако проблема далеко не исчерпана. Изучение изостазии в связи с особенностями тектоники отдельных регионов может дать еще много новых и интересных результатов.

Наблюдаемые изостатические аномалии вызываются не только нарушениями изостазии, но обусловлены также несовершенством модели коры, использованной для вычисления топографо-изостатических поправок, а также плотностными неоднородностями мантии, расположенными глубже литосферы. Спектральный анализ поля изостатических аномалий показал, что в них четко выделяются длинноволновая и коротковолновая компоненты. Это объяснялось следующим образом, чем глубже источники аномалий, тем ниже при прочих равных условиях частоты соответствующего им поля. Литосферные массы создают аномалии с небольшими длинами волн, мантийные массы создают аномалии значительно больших горизонтальных размеров. Минимум спектра, соответствующий длинам волн около 1000 км (аномалиям с характерными размерами около 500 км), обусловлен скорее всего слоем пониженной вязкости в верхней мантии. Вязкость этого слоя на несколько порядков ниже вязкости литосферы и нижележащей мантии, поэтому существование значительных плотностных неоднородностей в астеносфере мало вероятно, за исключением неоднородностей, горизонтальные размеры которых существенно больше мощности астеносферы.

Спектральный анализ поля изостатических аномалий (Артемьев, 1975), как и результаты изучения процессов изостатического выравнивания областей плейстоценового и современного оледенения (Артюшков, 1966), свидетельствуют о глобальном характере распространения слоя пониженной вязкости — астеносферы. Однако латеральные вариации вязкости в этом слое могут составлять несколько порядков (всегда оставаясь ниже вязкости литосферы). Только в районах с резко пониженной вязкостью выявляются сейсмические волноводы и зоны повышенной электропроводности верхней мантии. Таким образом, прерывистый характер их распространения не означает прерывистого характера астеносферного слоя.

Изостатические аномалии с характерными горизонтальными размерами в сотни и тысячи километров не могут быть обусловлены плотностными неоднородностями в литосфере. Литосфера не может выдержать поверхностной нагрузки более 10 кГ/см^2 , если площадь приложения этой нагрузки составляет десятки тысяч квадратных километров (Артемьев, Артюшков, 1967). Такая нагрузка соответствует аномалии в несколько *мГал*. Интенсивность реальных региональных изостатических аномалий существенно больше.

Результаты спектрального анализа послужили основанием для выделения литосферной компоненты поля изостатических аномалий, обусловленной главным образом несоответствием строения литосферы и ее изостатической модели, и мантийной компоненты, обусловленной аномальными массами, находящимися глубже литосферы. Анализ показал, что мантийная компонента соответствует изостатическим аномалиям, осредненным по площадкам $5 \times 5^\circ$.

На основании данных о низкочастотной компоненте была построена схема проекции плотностных неоднородностей мантии на поверхность Земли (Артемьев, 1971, 1975). Оказалось, что на территории СССР выделяются три большие аномальные зоны, известные в общих чертах по спутниковым данным. Они являются частями крупнейших планетарных аномалий. Первая покрывает Европейскую часть СССР, вторая — Центральную Азию, а третья — восточную часть страны и прилегающие районы Тихого океана. Отмечалось, что наиболее аномальные участки положительных аномалий совпадают с районами наиболее интенсивной современной тектонической активности геосинклинального типа в районах островных дуг и Кавказа. Отрицательная аномальная зона Центральной Азии совпадает с областью сильных тектонических движений иного типа, проявляющихся в общем поднятии огромной территории. Байкальский рифт располагается в медианной части этой аномальной зоны. Предполагалось, что причиной этой аномалии является огромный объем разуплотненного вещества мантии, поднимающийся из глубоких недр.

Высокочастотная компонента поля изостатических аномалий характеризует в общих чертах изостазию литосферы. Могут существовать два типа нарушений изостазии литосферы и соответствующих им компенсационных процессов. Первый тип — наложение или снятие внешней нагрузки на поверхности литосферы. Второй — нарушения изостазии, вызванные тектоническими силами глубинного эндогенного происхождения. Примерами первого типа могут явиться нарушения, вызванные нагрузкой ледников, водных бассейнов, процессами седиментации и денудации, нагрузкой, создаваемой вулканическими постройками. Примерами второго типа могут являться нарушения изостазии в таких районах высокой тектонической активности, как островные дуги, альпийские складчатые зоны континентов или внутриконтинентального орогенеза Центральной Азии.

Процессы изостатической компенсации в случае наложения или снятия внешней нагрузки реализуются или путем вертикальных сме-

щений отдельных блоков литосферы или путем ее упругой деформации. Анализ таких изостатических движений позволяет получать важнейшую информацию о некоторых механических и реологических свойствах литосферы и верхней мантии (Artyushkov, 1971; Walcott, 1970).

Процессы в тектонически активных районах не могут быть описаны в рамках упрощенных реологических моделей. Как причины возникновения нарушений изостазии в таких районах, так и природа компенсационных процессов остаются недостаточно ясными. Очевидно то, что возникновение нарушений и их длительное существование обусловлены наличием значительных негидростатических напряжений, а компенсационные процессы в значительной степени обусловлены физико-химическими преобразованиями вещества литосферы.

Остановимся на нарушениях изостазии, обусловленных глубинными тектоническими процессами. Прежде всего необходимо выявить, какова связь наблюдаемых нарушений изостазии с тектоническими движениями в районах с различными типами тектоники. Территория СССР, где представлены практически все типы тектонических районов, является благоприятной для такого сопоставления.

КАИНОЗОЙСКИЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДВИЖЕНИЯ И ИЗОСТАЗИЯ. ДВА ТИПА ЭНДОГЕННЫХ ПРОЦЕССОВ

Исследовалась взаимосвязь нарушений изостазии с новейшими вертикальными смещениями для следующих регионов: Крымско-Кавказского, Памиро-Тянь-Шаньского, Алтае-Саянского, Прибайкальского, Курило-Камчатского (включая Японию). В первом приближении принималось, что основные формы рельефа этих территорий обусловлены новейшими тектоническими движениями. Поэтому изучалась связь нарушений изостазии с топографическим рельефом. Для анализа использовались данные о значениях высот рельефа и изостатических аномалиях. Для всех регионов исходные данные были осреднены по площадкам $1 \times 1^\circ$, а для Кавказа и Памиро-Тянь-Шаня использовались также данные, осредненные по сетке $10 \times 15'$. Определялись следующие величины: средняя высота рельефа региона, средняя величина изостатической аномалии, дисперсия высот как показатель изрезанности рельефа, дисперсия аномалий как показатель изрезанности аномального поля, коэффициент корреляции рельефа и аномалий, коэффициенты уравнений регрессии. Значения этих величин приведены в таблице. Из таблицы вид-

Район	M_H , км	$M_{\Delta g}$, мГал	σ_H^2 , км ²	$\sigma_{\Delta g}^2$, мГал ²	$\overline{\Delta g}$, мГал	R	A, мГал/км
Японо-Курило-Камчатский ($1 \times 1^\circ$)	-1,63	-5,6	2,53	4890	21,2	0,7	26
Крымско - Кавказский ($1 \times 1^\circ$)	0,66	0,5	0,57	1686	17,4	0,6	30
Памиро - Тянь-Шаньский ($1 \times 1^\circ$)	1,80	2,3	1,58	791	-20,6	0,4	8
Памиро-Тянь - Шаньский ($10 \times 15'$)	1,81	3,0	1,76	579	-20,6	0,4	6
Западно-Тянь- Шаньский ($1 \times 1^\circ$)	1,62	-0,8	1,25	912	-16,2	0,5	12
Восточно-Тянь - Шаньский ($1 \times 1^\circ$)	2,18	5,2	0,60	425	-15,8	0,4	12
Алтае-Саянский ($1 \times 1^\circ$)	1,21	1,8	0,52	156	-18,1	-0,1	-2
Алтае-Саянский ($1 \times 15'$)	1,21	1,5	0,42	184	-18,1	0,1	1
Прибайкальский ($1 \times 1^\circ$)	1,01	0,5	0,06	39	-19,7	-0,4	-10

Примечание. M_H — средняя высота, $M_{\Delta g}$ — среднее значение локальной изостатической аномалии, σ_H^2 — дисперсия высот рельефа, $\sigma_{\Delta g}^2$ — дисперсия локальных изостатических аномалий, $\overline{\Delta g}$ — среднее значение региональной изостатической аномалии, R — коэффициент корреляции локальных изостатических аномалий и высот рельефа, A — коэффициент в уравнении $\Delta g = AH + B$, где H — высота рельефа,

но, что параметры, определяемые по значениям, осредненным по площадкам $10 \times 15'$ и $1 \times 1^\circ$, близки между собой, поэтому ниже анализируются только значения, соответствующие осреднению $1 \times 1^\circ$.

По геологическим и геофизическим данным известно, что рассматриваемые регионы характеризуются разным типом тектоники.

Курило-Камчатская зона и Япония являются частью Тихоокеанского подвижного «пояса», где наиболее активны современные тектонические процессы. Сейсмологические данные указывают, что в литосфере преобладают близкие к горизонтальным сжимающие напряжения. Тектонические вертикальные смещения сильно дифференцированы, что отображается в большом значении дисперсии высот. Эти движения идут против изостатических сил и хорошо коррелированы с нарушениями изостазии. Наличие сильных нарушений изостазии разного знака отображается большой величиной дисперсии изостатических аномалий.

Кавказ является альпийской складчатой системой и имеет ряд общих с островными дугами тектонических и геофизических признаков. По сейсмологическим признакам этот регион также испытывает общее сжатие, но поле напряжений менее однородно, чем в районах островных дуг. Значение дисперсии высот указывает, что тектонические смещения дифференцированы, но менее, чем в Курило-Камчатской зоне. Нарушения изостазии коррелированы с величинами вертикальных смещений. Движения идут против изостатических сил. Дисперсия изостатических аномалий значительна, но меньше, чем в районе островной дуги.

Памир и Тянь-Шань — это регион, включающий небольшую часть альпийской геосинклинали — Памир. Тянь-Шань — это область внутриплатформенного орогенеза, где в кайнозойе возникло крупное горное сооружение на территории, которая ранее была стабильной внутриконтинентальной платформой. Сейсмологические данные указывают, что для западной части региона, особенно для зоны контакта структур Памира и Тянь-Шаня, характерны горизонтальные сжимающие напряжения. Поле напряжений для Тянь-Шаня, особенно его восточной половины, имеет менее упорядоченный характер. Западный Тянь-Шань — это область резко дифференцированных блоковых движений, где высокоподнятые блоки чередуются с глубокими депрессиями типа Ферганской. Восточный Тянь-Шань также разбит на многочисленные блоки, но их движения менее дифференцированы, там преобладает общее поднятие. Дифференцированность движений Памиро-Тянь-Шаньской области находит отражение в большой величине дисперсии высот рельефа, значительно большей, чем на Кавказе. При этом дисперсия изостатических аномалий меньше, чем на Кавказе. В целом для региона обнаруживается связь аномалий и высот рельефа. Она более четкая для Западного Тянь-Шаня, чем для Восточного.

На территории юга Сибири и в Монголии расположены горные сооружения Алтае-Саянской области. Этот горный район сформировался в кайнозойе на месте прежде стабильного платформенного участка континентальной земной коры. Сейсмологические данные указывают на очень неоднородное поле напряжений в литосфере. Дифференцированность рельефа довольно значительна, но дисперсия изостатических аномалий невелика. Весь этот район очень хорошо изостатически уравновешен, корреляция высот рельефа и изостатических аномалий полностью отсутствует.

Восточнее Алтае-Саянской области находится Байкальская рифтовая зона. Ранее было показано, что Байкальский рифт, характеризующийся интенсивными изостатическими аномалиями, практически полностью изостатически скомпенсирован (Артемьев, Артюшков, 1968; Зорин, 1971), а наблюдаемый минимум объясняется мощной толщей осадков, заполняющих рифт. Для горных районов, прилегающих к рифтовой впадине, поднятие которых происходило в кайнозойе одновременно

с образованием рифта, характерны небольшая дисперсия высот рельефа и очень малые значения дисперсии изостатических аномалий. Сейсмологические данные указывают, что в литосфере господствуют горизонтальные растягивающие напряжения. Отмечается слабая отрицательная корреляция аномалий и высот рельефа, т. е. движения идут в сторону восстановления изостатического равновесия.

Для всех исследованных районов были определены также средние значения региональной составляющей изостатических аномалий. Общий характер изменения от района к району всех полученных величин приведен на рис. 1. Курило-Камчатская область и Кавказ характеризуются положительной региональной аномалией. Остальные регионы — отрицательной.

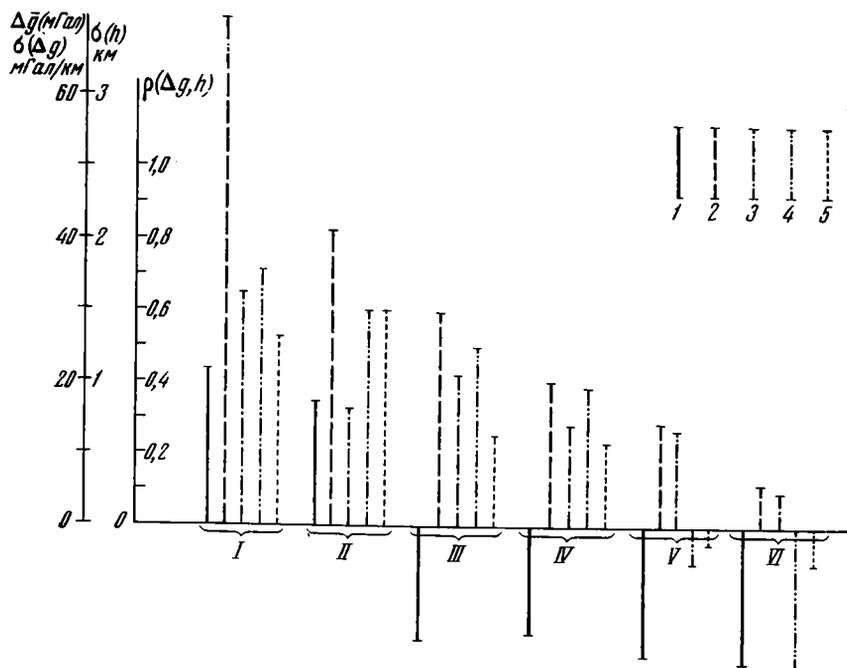


Рис. 1. Статистические характеристики топографии и изостатических аномалий некоторых регионов.

I — Японо-Курило-Камчатская область, II — Крым и Кавказ, III — Западный Тянь-Шань, IV — Восточный Тянь-Шань, V — Алтай-Саянская область, VI — Прибайкалье. Вертикальные отрезки пропорциональны: 1 — средней величине региональной аномалии в мГал, 2 — среднеквадратичному отклонению (мГал) отдельных значений аномалий, осредненных по площадкам $1 \times 1^\circ$, от среднего значения аномалии в пределах региона, 3 — среднеквадратичному отклонению (км) высот рельефа, осредненных по площадкам $1 \times 1^\circ$, от средней высоты региона (этот параметр характеризует изрезанность рельефа), 4 — коэффициенту корреляции высот рельефа, осредненных по площадкам $1 \times 1^\circ$ и осредненных по таким же площадкам локальных изостатических аномалий, 5 — угловому коэффициенту (мГал/км) в уравнении регрессии, связывающем величины локальных изостатических аномалий с высотами рельефа

Полученные результаты допускают следующую интерпретацию. На территории СССР имеются два типа районов повышенной тектонической активности, для которых тектонические движения в кайнозое имели совершенно различную природу. Данные гравиметрии указывают, что для первого типа характерны значительные горизонтальные перемещения масс вещества. Только так может быть объяснено широкое развитие в них движений против сил изостазии (Магницкий, 1948; Люстих, 1948; Артемьев, 1966). Такие горизонтальные движения могут быть

Региональные отрицательные аномалии в районах второго типа хорошо согласуются с результатами сейсмологического изучения строения верхней мантии. Эти аномалии хорошо соответствуют выделяемым по сейсмологическим данным зонам значительного понижения скоростей распространения сейсмических волн и повышенного поглощения энергии сейсмических колебаний (рис. 2), мощность этих зон может достигать нескольких сотен километров. По-видимому, процессы тектонической активизации и обусловлены появлением из глубоких недр мантии аномально малоплотного и, очевидно, аномально разогретого вещества, обладающего пониженной вязкостью.

ОСОБЕННОСТИ ГЛУБИННЫХ ПРОЦЕССОВ, ВЫЯВЛЯЕМЫЕ ИЗ АНАЛИЗА ИЗОСТАТИЧЕСКИХ АНОМАЛИЙ

Более тонкие детали связи нарушений изостазии с кайнозойскими вертикальными тектоническими движениями были выявлены ранее на примере Кавказа (Артемьев, Балавадзе, 1973) и области Центрального Казахстана, расположенной севернее оз. Балхаш (Артемьев и др., 1972). Кавказ — это регион первого типа, где движения идут против сил изостазии. Центральный Казахстан — район второго типа. Он находится на краю области тектонической активизации Центральной Азии.

В целом для Кавказа была выявлена тесная связь нарушений изостазии и кайнозойских вертикальных смещений, подробно изученных Е. Е. Милановским (1968). Коэффициент корреляции изостатических аномалий и величин неотектонических смещений, осредненных по площадкам $10 \times 15'$, составил $+0,75$ (сравните со значением $0,57$, полученным при корреляции с высотами современного рельефа). Подробно анализировалась связь нарушений изостазии с вертикальными смещениями отдельных тектонических зон Кавказа. Оказалось, что в пределах таких основных структур, как передовой прогиб, антиклинорий Большого Кавказа, закавказские прогибы, Малый Кавказ, Южно-Каспийский прогиб, корреляция меньше, чем в среднем для всего региона. Например, для Малого Кавказа, где очень интенсивна кайнозойская вулканическая активность, связь аномалий и деформаций полностью отсутствует. Полоса повышенной вулканической активности распространяется на север, пересекая центральную часть Большого Кавказа. Хотя эта часть хребта наиболее приподнята, она характеризуется небольшими нарушениями изостазии, меньшими, чем для других участков Большого Кавказа.

Анализ данных по Кавказу позволяет сделать такие заключения. В пределах отдельных тектонических зон Кавказа, разделенных глубинными разломами, зависимость между нарушениями изостазии и кайнозойскими смещениями или не очень тесная, или вообще отсутствует. Это особенно справедливо для участков, где сильны проявления кайнозойского вулканизма, указывающего на аномальный прогрев литосферы, возможный подъем верхней границы астеносферы и понижение вязкости. Однако общая величина смещений отдельных блоков литосферы, соответствующих основным тектоническим зонам Кавказа, хорошо коррелирована с нарушениями изостазии. Движения идут против сил изостатического выравнивания. По данным глубинных сейсмических зондирований известно, что в пределах Кавказа мощность земной коры больше под поднятыми блоками и меньше под опущенными. Это означает, что горизонтальные сжимающие напряжения в литосфере, играющие, видимо, важную роль в развитии вертикальных смещений, не приводят только к пассивному смещению блоков коры в сторону нарушения изостазии. Процесс идет таким образом, что поднятия сопровождаются увеличением мощности коры, а опускания — уменьшением. При-

рода этого процесса остается неясной. Во всяком случае восходящие движения в районе Кавказа не могут быть простым следствием увеличения объема коры или присоединения к ее нижней границе материала пониженной плотности, а опускания вызываться утяжелением коры, переходом ее части в материал с повышенной плотностью. В этом случае движения имели бы чисто изостатический характер, а соотношение изостатических аномалий и вертикальных смещений имело бы вид, противоположный существующему в действительности. По-видимому, изменение мощности коры является вторичным результатом процесса, оно несколько запаздывает по отношению к вертикальным смещениям, что и объясняет наблюдаемые нарушения изостазии. Сказанное справедливо, конечно, не только для Кавказа, но и для других альпийских геосинклинальных зон и, весьма вероятно, для структур типа островных дуг. Следует отметить, что в пределах Кавказа не выражен такой важный тектонический элемент альпийских геосинклинальных зон, как глубоко опущенный и переработанный срединный массив. Примерами такой структуры могут являться Тирренское и Эгейское моря, Паннонский массив и т. д., их вероятными аналогами являются окраинные моря Тихого океана. Ранее были приведены аргументы в пользу того, что образование этих структур обусловлено переработкой коры, увеличением ее плотности, вероятным фазовым переходом базальтового слоя в эклогитовую фазу с его последующим отрывом и опусканием на нижнюю границу астеносферного слоя в близком соответствии с известными представлениями В. В. Белоусова (1968). Было показано (Артемьев, 1971₂), что данные о изостатических аномалиях этих районов удовлетворяют таким представлениям и что процессы изостатического выравнивания играют важнейшую роль в развитии вертикальных движений (опусканиях) в этих районах. Там же были приведены аргументы в пользу того, что переработку и обрушение земной коры можно ожидать в будущем геологическом времени в районе Малого Кавказа.

Результаты сопоставления кайнозойских вертикальных движений и нарушений изостатического равновесия в области палеозоид Центрального Казахстана дают картину, резко отличную от Кавказа. Оказалось, что в этой области интенсивно поднимаются участки, где изостатические аномалии отрицательны. Коэффициент корреляции между величинами кайнозойских вертикальных смещений хорошо выраженных здесь поверхностей выравнивания и локальными нарушениями изостазии составляет $-0,80$. Анализ геологических данных показал, что участки, где наиболее интенсивны кайнозойские поднятия, сложены вблизи поверхности изометричными телами относительно малоплотных палеозойских гранитоидов с характерными размерами 300—350 км.

Анализ имеющихся геолого-географических данных показал, что изостатические аномалии области палеозоид Центрального Казахстана обусловлены действительными нарушениями изостазии, а не связаны с возможными погрешностями модели коры, использованной для вычисления необходимых редукций.

По геологическим данным, анализируемый район находился в спокойном тектоническом состоянии весь мезозой, т. е. около 300 млн. лет. Поэтому можно принять, что перед началом тектонической активизации он находился в состоянии изостатического равновесия. Так как земная кора района сложена блоками пород, сильно различающимися по плотности, то для изостатического равновесия было необходимо, чтобы блоки повышенной плотности обладали большей мощностью коры, чем блоки пород пониженной плотности. Именно такие соотношения характерны для тектонически спокойных участков Русской платформы (Голизра, 1971). Таким образом, тектоническая активизация привела к нарушению изостазии и развитию движений, стремящихся эти нарушения ликвидировать.

Четкая пространственная связь новейших движений с литологическим составом верхней части земной коры указывает, что преобразования, приведшие к возникновению движений, происходят на сравнительно небольших глубинах, скорее всего в литосфере, возможно, на нижней границе земной коры. Процесс тектонической активизации, основной особенностью которого является повышение температуры литосферы, мог привести к сглаживанию неровностей на границе Мохоровичича, обеспечивавших изостатическое равновесие. Выравнивание этой границы в результате температурного воздействия на нее, а может быть, и в результате скопления поднимающегося из глубин легкого материала в участках «антикорней», располагавшихся под гранитными массивами, привело к нарушению изостазии и подъему более легких блоков литосферы, необходимому для восстановления нарушенного равновесия.

Центральный Казахстан расположен в краевой части зоны тектонической активизации. Активизация проявилась там достаточно слабо, приведя к относительному поднятию отдельных изометричных блоков на высоты до 2 км. Можно предполагать, что такие условия соответствуют начальной стадии процесса тектонической активизации. Алтае-Саянская область находится, видимо, на следующей стадии процесса. Под этой областью в мантии на глубинах до нескольких сотен километров имеется большой объем вещества с отрицательной аномальной плотностью, на что указывают данные сейсмологии (Рогожина, 1977) и гравиметрии. Подъем этого материала, вероятно, поступление легких фракций к низам литосферы по многочисленным, рассеянным по большой площади каналам — все это приводит к общему поднятию огромной территории под действием изостатических сил без существенных региональных нарушений изостазии. Относительно изометричная в плане форма этой области обуславливает отсутствие четкой системы напряжений в литосфере, на что указывают данные сейсмологии.

Образование Байкальской рифтовой зоны можно связать с прорывом аномально разогретого мантийного материала пониженной плотности к литосфере, вероятно, вдоль зоны древних глубинных разломов. Этот материал находится непосредственно под литосферой на небольших глубинах вдоль относительно узкой вытянутой на северо-восток зоны. Возникают условия для формирования изостатического поднятия и процесса рифтогенеза. В литосфере господствуют горизонтальные растягивающие напряжения.

Можно предположить, что аналогичный прорыв больших масс аномального мантийного материала к литосфере произошел и в пределах Восточного Тянь-Шаня. При этом также была использована ослабленная зона древних глубинных разломов, отделяющих ныне северные дуги Восточного Тянь-Шаня от южных. Западной границей распространения этих масс явился, видимо, поперечный Таласо-Ферганский разлом. По комплексу данных гравиметрии и сейсмологии для центральных районов Восточного Тянь-Шаня выделена большая зона с пониженной плотностью вещества литосферы (Нерсесов и др., 1975). Соответствующая этой неоднородности остаточная аномалия достигает почти — 200 мГал. Эту неоднородность с таким же успехом можно истолковывать как выступ астеносферного слоя. При этом территория хорошо изостатически скомпенсирована. Эта аномальная зона совпадает с районами развития впадин Центрального Тянь-Шаня: Токтогульской, Нарынской, Иссык-Кульской и ряда более мелких. Все впадины вытянуты в широтном направлении. В этом же районе имеются, хотя и очень немногочисленные, кайнозойские эффузивы, близкие по типу к эффузивным породам континентальных рифтов. Вероятно, типичные рифтовые структуры в этом районе не появились, так как необходимые для их возникновения горизонтальные растягивающие напряжения оказались скомпенсированными

полем горизонтальных сжимающих напряжений расположенного южнее Альпийско-Гималайского геосинклинального пояса. Концентрация этих разнонаправленных субгоризонтальных сил происходит вдоль северных и южных границ Таримской платформы, чем и объясняется их очень высокая сейсмичность, а также большие высоты и сильные нарушения изостазии в самой южной полосе Восточного Тянь-Шаня (хр. Кокшал-Тай). Невозможность горизонтального растяжения структур Восточного Тянь-Шаня приводит к тому, что преобладает общее изостатическое поднятие, сильно затруднено раскрытие зон разломов и ничтожны проявления вулканизма. Высоты поднятия оказываются большими, чем в типичных рифтовых зонах континентов.

Данные по Восточному Тянь-Шаню, где мощность коры оказывается значительно меньше, чем требуется для изостатического равновесия, но изостазия осуществляется с большой точностью, напоминают известные соотношения для провинции Бассейнов и Хребтов в Северной Америке (Pakiser, 1963). Таким образом, в ряде районов изостазия осуществляется не только путем изменения мощности коры, но и благодаря изменению плотности подкорового слоя.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Нарушения изостазии и процессы изостатического выравнивания могут вызываться наложением или снятием внешней нагрузки на поверхность Земли и активными глубинными процессами внутри Земли. Изостатические движения в районах приложения или снятия внешней нагрузки могут быть достаточно хорошо описаны в рамках реологических моделей, в результате чего могут быть получены важные физические характеристики недр Земли.

Природа нарушений изостазии и процессов изостатического выравнивания в активных тектонических районах отличается большой сложностью и остается недостаточно изученной. Приближенное описание этих процессов в рамках реологических моделей возможно, по-видимому, только в некоторых частных случаях, например при описании механизмов образования некоторых локальных структур типа рифтов (Артемьев, Артюшков, 1968). Существование нарушений изостазии в альпийских геосинклинальных областях и районах островных дуг связано скорее всего с наличием горизонтальных сжимающих напряжений в литосфере, а процессы изостатической компенсации обусловлены, вероятно, преобразованиями вещества типа фазовых переходов. В верхней мантии под этими районами происходит концентрация масс вещества повышенной плотности.

Изостатические силы, процессы изостатического всплывания, играют ведущую роль в развитии кайнозойских движений в областях так называемой тектонической активизации, являющихся, вероятно, континентальным аналогом срединно-океанических поднятий. Тектоническая активность и структура этих областей обусловлена скоплением в верхней мантии огромных масс относительно малоплотного и аномально нагретого материала. И в этих районах преобразование вещества Земли, например увеличение мощности коры в районах поднятий, вряд ли может быть удовлетворительно описано без учета физико-химических преобразований мантийного материала.

Изучение изостатических процессов в районах с высокой тектонической активностью исключительно важно для понимания общих вопросов геодинамики. Для адекватного описания геотектонических процессов необходимо построение моделей, учитывающих как реологические свойства вещества, так и его физико-химические преобразования.

Литература

- Алексеев А. С., Лаврентьев М. М., Мухометов Р. Г., Нерсесов И. Л., Романов В. Г.* Численный метод определения структуры верхней мантии Земли.— В кн.: Математические проблемы геофизики, вып. 2. Новосибирск, 1971.
- Артемьев М. Е.* Изостатические аномалии силы тяжести и некоторые вопросы их геологического истолкования. М., «Наука», 1966.
- Артемьев М. Е.* Планетарные и зональные неоднородности верхней мантии и их связь с особенностями региональной тектоники.— В сб.: Связь поверхностных структур земной коры с глубинными. Киев, «Наукова думка», 1971.
- Артемьев М. Е.* Некоторые особенности глубинного строения впадин средиземноморского типа по данным об изостатических аномалиях силы тяжести.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1971₃, вып. 4.
- Артемьев М. Е.* Изостазия территории СССР. М., «Наука», 1975.
- Артемьев М. Е., Артюшков Е. В.* Изостазия и тектоника.— Геотектоника, 1967, № 5.
- Артемьев М. Е., Артюшков Е. В.* О происхождении рифтовых впадин.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1968, № 4.
- Артемьев М. Е., Балавадзе Б. К.* Изостазия Кавказа.— Геотектоника, 1973, № 6.
- Артемьев М. Е., Бодин Дж.* Плотностные неоднородности мантии под системой островных дуг, глубоководных желобов и окраинных морей.— Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1978, № 2.
- Артемьев М. Е., Кабанов Ю. Ф., Юнаковская Ю. В.* Опыт геологической интерпретации изостатических аномалий силы тяжести в области палеозоид Центрального Казахстана.— Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1972, № 10.
- Артюшков Е. В.* О характере изменения вязкости верхней мантии с глубиной.— Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1966, № 8.
- Белусов В. В.* Земная кора и верхняя мантия океанов. М., «Наука», 1968.
- Голыздра Г. Я.* Об изостатическом равновесии Украинского щита.— Докл. АН УССР, 1971, № 4.
- Зорин Ю. А.* Новейшая структура и изостазия Байкальской рифтовой зоны и сопредельных территорий. М., «Наука», 1971.
- Люстих Е. Н.* Гравиметрический метод изучения колебательных движений земной коры и некоторые результаты его применения.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1948, № 6.
- Магницкий В. А.* О возможном характере деформаций в глубоких слоях земной коры и подкоровом слое.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1948, вып. 2.
- Милановский Е. Е.* Новейшая тектоника Кавказа. М., «Недра», 1968.
- Нерсесов И. Л., Артемьев М. Е., Досымов А.* Выделение плотностных неоднородностей высокогорных районов Средней Азии по данным гравиметрии и сейсмологии.— Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1975, № 5.
- Рогожина В. А.* Область пониженной скорости сейсмических волн в верхней мантии.— В сб.: Очерки по глубинному строению Байкальского рифта. Новосибирск, «Наука», 1977.
- Artyushkov E. V.* Rheological Properties of the Crusts and Upper Mantle according to Data on Isostatic Movements.— J. Geophys. Res., 1971, v. 76, No. 5.
- Pakiser L. C.* Structure of the Crust and Upper Mantle in the Western United States.— J. Geophys. Res., 1963, v. 68, No. 20.
- Walcott R. I.* Flexural rigidity, Thickness and Viscosity of the Lithosphere.— J. Geophys. Res., 1970, v. 75, No. 13.

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

Статья поступила
8 апреля 1978 г.

УДК 553.064/068 + 551.24

Л. Н. РОЗАНОВ

ГЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ ФОРМИРОВАНИЯ ЗОН НЕФТЕГАЗОНАКОПЛЕНИЯ

Рассматривается связь формирования зон нефтегазонакопления с тектоническими движениями новейшего этапа. Устанавливается площадная зональность размещения разных типов и состава нефтей и газов, которая лучше всего согласуется с проявлением новейшей тектонической активизации с учетом общей приподнятости плит. Предполагается, что формирование нефтегазовых месторождений отвечает эпохе развития рельефообразующих тектонических движений, когда в результате увеличения проницаемости земной коры (вследствие ее растяжения в зонах региональных поднятий) создаются условия для миграции углеводородов, которая, по мнению автора, происходит в газовой фазе.

Преимущественная приуроченность нефти и газа к антиклинальным ловушкам известна уже давно. Зависимость между залежами углеводородов и локальными положительными элементами тектонической структуры настолько четкая, что задача поисков новых месторождений в большинстве нефтегазоносных областей сводится к выявлению благоприятных структурных условий.

Вместе с тем до сих пор не удавалось обнаружить приуроченности месторождений нефти и газа к каким-либо определенным типам локальных структур по их форме, возрасту или генезису. Все локальные структуры: округлые и удлиненные, древние и молодые, сквозные, навешенные, дисгармоничные или связанные с биогермами и т. п. — могут при прочих благоприятных условиях служить вместилищем для нефти и газа.

Если для отдельных месторождений связь с локальными тектоническими структурами в той или иной степени очевидна, то в региональном плане связь распределения нефтегазоносных зон с крупными тектоническими элементами современной структуры осадочного чехла весьма неопределенна.

Нефтяные и газовые районы в одинаковой степени отвечают как положительным, так и отрицательным крупным структурам. В пределах Волго-Уральской провинции промышленная нефтегазоносность тяготеет к сводам и их склонам, а в Западной Сибири — к погруженной центральной части мегасинеклизы. Западная граница нефтегазоносных земель на востоке Русской плиты пересекает такие крупные надпорядковые элементы, как Волго-Уральская антеклизы, Рязано-Саратовский авлакоген, восточный край Воронежской антеклизы (Розанов и др., 1974).

Ранее нами (Розанов, 1941) уже обращалось внимание на то, что тектонику нельзя понимать только как простое изгибание слоев, что приводит к формальному пониманию явления, а следует рассматривать как процесс движения вещества слоев. Предлагалось учитывать генетическую связь тектонической структуры и залежей нефти и газа и совместно рассматривать явления формирования месторождений и тектонических движений. В настоящее время этой идее о связи формирования

зон нефтегазонакопления с тектоническими движениями можно придать более конкретное выражение. Этому и посвящена данная статья.

Прежде всего следует обратить внимание на особенности размещения разных типов нефтей и газов в региональном плане крупных тектонических областей.

Почти во всех нефтегазоносных провинциях и областях Советского Союза устанавливается сходная площадная зональность последовательного изменения фазового и группового состава углеводородов и содержания в них различных компонентов. Эта зональность, как и размещение всей нефтегазоносности, в плане не согласуется с региональной тектонической структурой. Гораздо большая связь размещения зон нефтегазонакопления и газонакопления различного состава обнаруживается с проявлениями новейших тектонических движений (Горелов, Розанов, 1970; Розанов, 1975), но, кроме того, она зависит и от степени герметичности недр, также обусловленной тектоническими движениями недавнего прошлого.

На эпигерцинских плитах (Скифско-Туранской и Западно-Сибирской), а также в Прикаспийской области Русской плиты с мощным чехлом молодых отложений, представляющих собой хорошую покрывку, наблюдается преимущественная приуроченность газонакопления к зонам положительных неотектонических деформаций и значительной дифференцированности новейших тектонических движений, а нефтенакопления — к более спокойным зонам (рис. 1).

На Западно-Сибирской плите смена состава углеводородов происходит с севера на юг, подчиняясь в общем широтной зональности, простирающейся поперечно по отношению к региональной структуре мега-синеклизы, ось которой вытянута в меридиональном направлении.

Северная половина этой провинции, отвечающая интенсивно дифференцированной зоне развития крупных положительных новейших морфоструктур, характеризуется преимущественным распространением крупных месторождений газа и газоконденсата.

Область, расположенная к югу от этих районов, отличающаяся весьма слабой дифференцированностью и меньшей интенсивностью новейших тектонических движений, характеризуется преимущественным распространением столь же крупных месторождений нефти.

Нефти в южной половине плиты сернистые, высокосмолистые, тяжелые, а в северной (газоносной) половине плиты в нефтяных оторочках преобладают малосернистые, малосмолистые, легкие.

По углеводородному составу нефти на юге Западно-Сибирской плиты в зоне нефтенакопления метановые, а на севере в зоне газонакопления — метано-нафтеновые и нафтеновые.

По углеводородному составу свободных газов в северных районах преобладают сухие и полусухие газы; к югу жирность газов увеличивается и встречаются жирные и высокожирные газы с большим содержанием гомологов метана.

На Скифско-Туранской плите, представляющей собой единую эпипалеозойскую платформу, разделенную впадиной Каспийского моря на две части, чередование зон преимущественного газонакопления или нефтенакопления происходит в направлении, поперечном по отношению к субширотному простираению региональной структуры всей плиты в целом (см. рис. 1).

Газоносность отвечает и здесь более дифференцированным относительно приподнятым в новейшую тектоническую эпоху районам Ставропольского свода и Западного Предкавказья, Центральнокаракумского свода и Бухаро-Хивинской ступени, а преимущественное нефтенакопление — погруженной и менее активизированной зоне, окаймляющей впадину Каспийского моря. Вся эта зона, включающая Прикаспийскую синеклизу, восточную часть гряды Карпинского, Восточное Предкавказье,

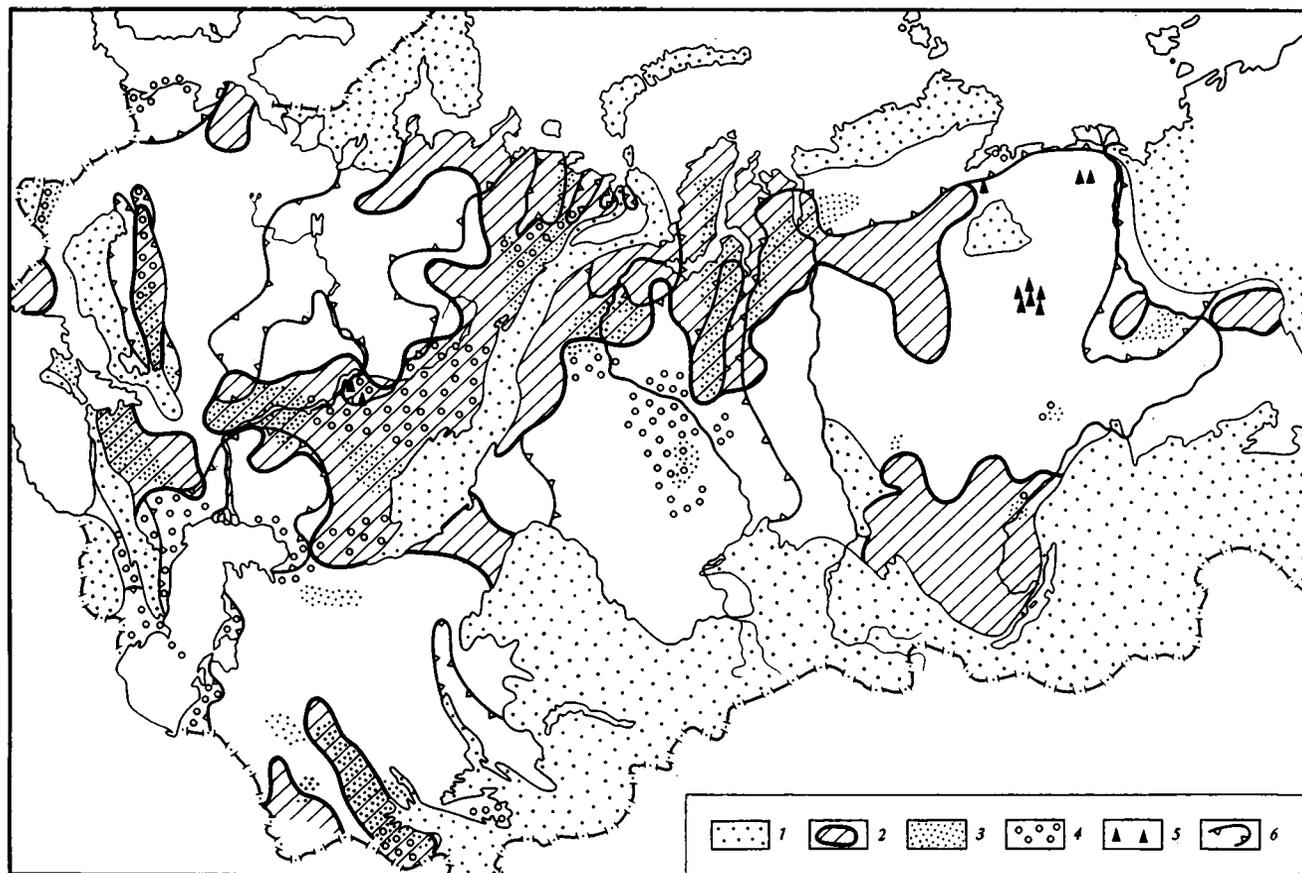


Рис. 1. Схема сопоставления зон повышенной дифференцированности неотектонических движений (по данным интерпретации структурно-геоморфологических материалов) и размещения нефте- и газоносности на территории плит СССР.

1 — щиты и складчатые системы; 2 — зоны наибольшей дифференцированности и контрастности новейших тектонических движений; 3 — зоны преимущественно газоносные; 4 — зоны преимущественно нефтеносные; 5 — крупнейшие скопления битумов; 6 — зоны относительных новейших опусканий

Южно-Каспийскую впадину и ее обрамление, представляет собой единую неотектоническую впадину, наложенную на различные геотектонические элементы: Альпийскую складчатую систему, Скифско-Туранскую плиту и юго-восточный край древней Восточно-Европейской платформы.

Район Южно-Каспийской впадины отличается преобладанием нефтеносных нефтей, а район Прикаспийской части Скифско-Туранской плиты — метановых и метано-нафтеносных.

В зоне преимущественного нефтенакпления преобладают жирные газы. В отличие от них газы зон преимущественного газонакпления сухие и полусухие, безазотные с низким содержанием углекислого газа. Утяжеление их происходит с глубиной и на наиболее мобильных и интенсивно раздробленных участках.

На Русской плите нефтегазоносные провинции тяготеют в основном к краевым более погруженным районам и приурочены к зонам наибольшей дифференцированности и контрастности новейших тектонических движений (см. рис. 1). При этом газонакпление отвечает районам максимальной новейшей раздробленности и дифференцированности тектонических деформаций (рис. 2). В восточных и юго-восточных более погруженных областях (Волго-Уральская и Тимано-Печорская провинции, Нижнее Поволжье) промышленная нефтегазоносность отвечает зонам новейших тектонических поднятий, а в западной, приподнятой части плиты — зонам относительных новейших опусканий, таких, как Припятско-Днепровско-Донецкий авлакоген и Балтийская синеклиза.

Зоны газонакпления, приуроченные к Предуральскому краевому прогибу, прибортовой зоне Прикаспийской синеклизы и юго-восточной части Днепровско-Донецкой впадины, широкой полосой огибают зоны нефтенакпления с юга и востока, охватывая различные региональные структуры.

Крупные пластовые залежи твердых битумов (Мелекесской впадины и Самарской Луки) приурочены к северо-западным периферийным частям зоны нефтенакпления.

В целом на Русской плите наблюдаются общее последовательное утяжеление углеводородов в северо-западном направлении к внутренней части плиты и пестрота их состава в наиболее раздробленных тектонически мобильных зонах.

Для зон преимущественного нефтенакпления характерны высокосернистые нефти с преобладанием группы метановых углеводородов. В составе нефтей нефтегазоносных зон происходит увеличение нефтеносной и отчасти ароматической групп и снижается содержание серы и смол.

В областях общего приподнятого положения плит и преобладания новейших поднятий ведущую роль приобретает фактор раскрытости недр и дегазации залежей углеводородов. Здесь нефтегазоносность еще в большей степени тяготеет к менее дренированным участкам относительных новейших погружений.

На Сибирской платформе, представляющей собой высокоприподнятую область, в пределах которой амплитуды новейших поднятий достигают 1000—1500 м, нефтегазовые месторождения приурочены к срединной субширотной полосе молодых наложенных впадин, протягивающихся от Вилуйской синеклизы к западу, а также к широтной Енисей-Ханганской синеклизе на севере платформы. Эти погруженные зоны отличаются относительно слабой новейшей раздробленностью и умеренной дифференцированностью новейших тектонических движений (см. рис. 1 и 2).

На этой платформе пока, к сожалению, открыто мало месторождений нефти и газа, и поэтому можно отметить лишь общее утяжеление углеводородов от погруженных районов центральной части платформы,

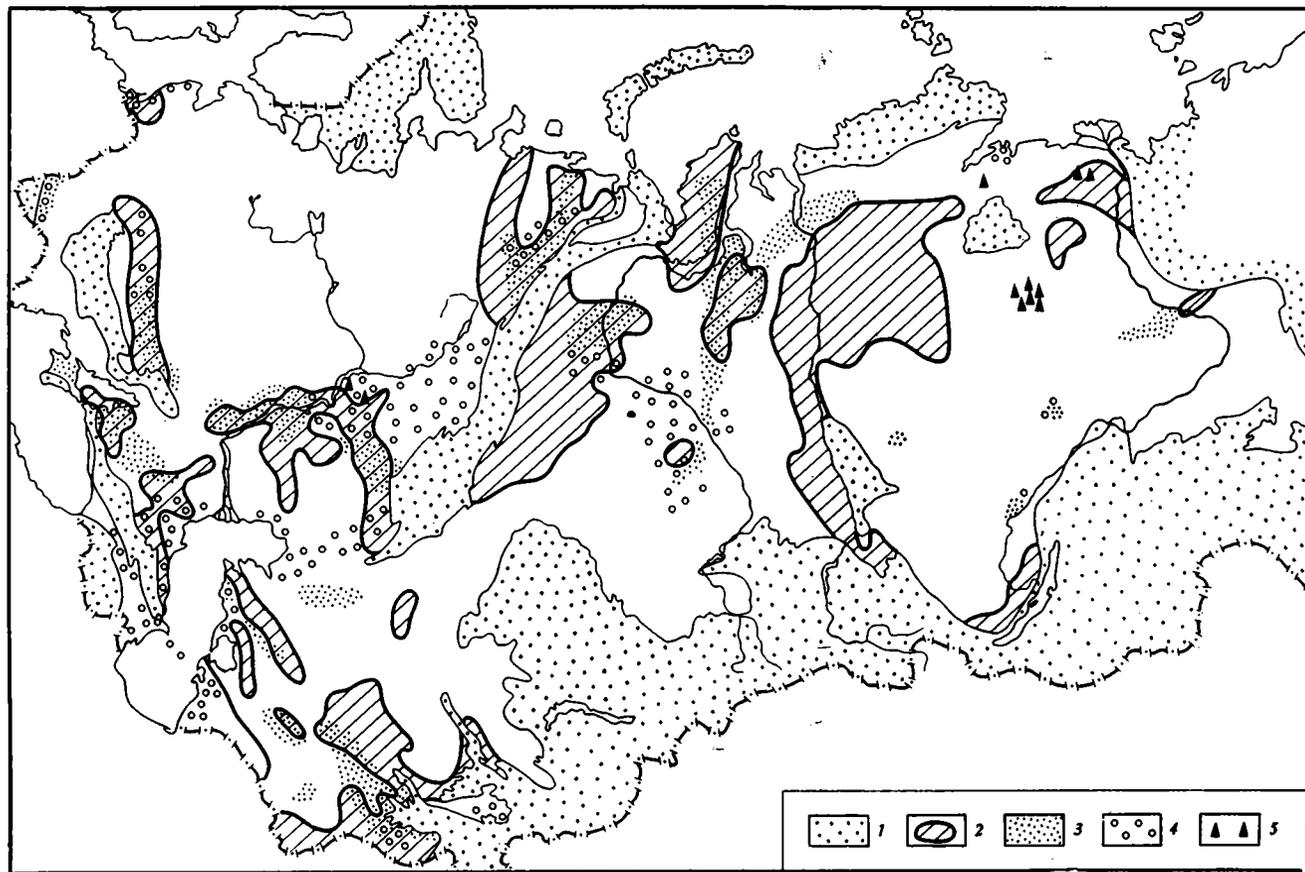


Рис. 2. Схема сопоставления зон новейшей раздробленности фундамента (по данным интерпретации геофизических и геоморфологических материалов) и размещения нефте- и газоносности на территории плит СССР

1 — щиты и складчатые системы; 2 — зоны наибольшей раздробленности фундамента; 3 — зоны преимущественно газоносные; 4 — зоны преимущественно нефтеносные; 5 — крупнейшие скопления битумов

Вилуйской и Енисей-Хатангской синеклиз, к приподнятым районам Анабарской антеклизы и северной части Тунгусской синеклизы.

Известные крупные месторождения и рассеянные скопления твердых битумов и малт в основном тяготеют к наиболее приподнятым зонам и к районам с максимальными значениями дифференцированности новейших тектонических движений. Распространение нерастворимых битумов, керитов и антраксолитов отвечает участкам наибольшей новейшей раздробленности земной коры.

Таким образом, во всех рассмотренных платформенных областях наблюдается сходная площадная зональность в размещении нефти и газа.

Повсеместно зоны распространения сухого газа последовательно сменяются зонами распространения жирного газа, нефти и твердых битумов. Одновременно с этим происходит изменение углеводородного состава нефтей. С облегчением нефтей в сторону зон газонакопления наблюдается смена метановых нефтей метано-нафтеновыми, а в приразломных зонах вдоль складчатых систем и в особо мобильных зонах в составе нефтей появляются ароматические углеводороды и наблюдается большая пестрота в составе углеводородов, свидетельствующая о наличии вертикальной миграции флюидов.

В составе газов обычно можно заметить совпадение наличия сероводорода и углекислого газа, особенно в жирных газах; в зонах распространения сухого газа преобладают бессернистые разности.

Приведенные сопоставления показывают также двоякую роль новейших тектонических движений в зависимости от их интенсивности и общей приподнятости плит. Новейшая активизация может способствовать концентрации залежей нефти и газа в районах с хорошей покрывкой молодых отложений или приводить к разрушению и дегазации месторождений при условии нарушения герметичности недр.

Указанная зависимость может свидетельствовать о молодом возрасте формирования месторождений нефти и газа. Такая точка зрения не нова и поддерживается как сторонниками неорганического происхождения нефти и газа (В. Б. Порфирьев), так и сторонниками органического их происхождения (К. Б. Аширов).

Предположение о большой роли отраженных в рельефе новейших тектонических движений в размещении нефти и газа в региональном плане было высказано также Г. В. Вахрушевым (1959). Оно обосновывалось тем, что в неогеновое и антропогеновое время происходит перестройка тектоники и рельефа, оживляются старые дизъюнктивы и трещины и возникают новые, происходит изменение путей и интенсивности миграции нефти и газа. Это приводит к перераспределению воды, нефти и газа и переформированию их залежей. При этом делалась оговорка, что эти идеи высказываются «в самых общих чертах в порядке постановки их и только в отношении структур первого порядка» (стр. 78).

Никаких сопоставлений с фактическим размещением нефти и газа Г. В. Вахрушевым сделано не было. Кроме того, этот исследователь ставил вопрос не о формировании зон нефтегазонакопления в земной коре, а лишь о переформировании уже имеющихся, ранее сформированных залежей.

Почти все последующие работы других авторов в этом направлении, за небольшим исключением (Горелов, Розанов, 1970; Розанов, 1975₂, и др.), проводились применительно к локальным структурам и поэтому не представляют интереса в данном случае.

При рассмотрении роли новейшей тектоники в формировании зон нефте- и газонакопления естественно возникает вопрос: что же происходит с породами земной коры и, в частности, осадочного чехла при восходящих рельефообразующих тектонических движениях? В связи с

этим уместно напомнить некоторые результаты изучения физико-механических свойств горных пород в условиях, отвечающих их состоянию в глубинных недрах. Они известны по трудам американских и отечественных ученых и геологически проинтерпретированы в работе Л. Н. Розанова (1965).

Согласно экспериментальным данным, все породы под действием возрастающих напряжений последовательно проходят определенные формы деформации. Вначале наиболее рыхлые породы испытывают небольшое сжатие за счет уплотнения и сокращения пор. Затем все породы проходят следующие стадии деформации: упругую, пластическую и разрушения.

Упругая деформация горных пород ограничена очень небольшими пределами. Она представляет собой лишь временное достижение обратимое перераспределение частиц пород или изменение их объема. Выше предела упругости упругая деформация становится невозможной, и изменения приобретают форму необратимой пластической деформации, при которой происходит непрерывное перераспределение частиц породы без потери сцепления. В целом пластичность рассматривается как общая деформация пород до разрыва.

За пределами пластического состояния наступает стадия потери сцепления, возникновения разрывов и разрушения пород. Ее нижний предел соответствует пределу прочности; разрывы происходят выше предела прочности. Когда вторая стадия деформации (пластичность) отсутствует, породы являются хрупкими.

Характер поведения горных пород в земной коре на глубине зависит от влияния ряда факторов. Одним из главных факторов напряжения в земной коре является давление вышележащих пород. Прочность и пластичность пород резко возрастают с повышением всестороннего давления, которому они подвергаются в земной коре даже на относительно небольших глубинах порядка 1000—3000 м. Высокое всестороннее давление с погружением в глубинные зоны увеличивает прочность и пластичность пород, но степень этих изменений неодинакова для различных пород. Кроме каменной соли она наиболее значительна для известняков, которые весьма пластичны при высоких всесторонних давлениях, тогда как при низких давлениях они наиболее хрупки. Далее следуют ангидриты, гипсы и другие породы.

Большое влияние на увеличение пластичности этих пород оказывает также повышение температуры в условиях глубинных недр.

Такие условия напряжения, при которых возможен переход некоторых пород в пластическое состояние, вполне реальны для осадочного чехла платформенных областей. Так, при средней плотности осадочных пород 2,5—2,6 г/см³ одно лишь статическое горное давление (а оно всегда ниже динамического) на глубинах 3000—4000 м составит 800—1000 кг/см², т. е. величину, соответствующую той, при которой в указанных выше экспериментах при комнатной температуре были получены пластические деформации известняков до 30%.

Пластическая деформация и хрупкое разрушение (образование трещин и разрывов) представляют собой две соседние области физического состояния пород, связанные взаимопереходом. Граница между хрупким и пластическим поведением отвечает определенной величине нагрузки горных пород (для известняков порядка 800—1000 кг/см²).

Возникающая потеря сцепления между частицами породы является временной, и под всесторонним давлением трещины могут снова закрываться. При тектонических погружениях, при постоянной сжимающей нагрузке в условиях высокого всестороннего давления в земной коре, растрескивания не происходит и деформация принимает форму пластического течения. Однако на очень больших глубинах благодаря

механическому упрочению предел прочности большинства пород превышает предел по текучести и пластической деформации не происходит.

Напряженное состояние в земной коре видно на примерах хорошо известных явлений стреляния породы, когда ее куски отлетают от стенок горных выработок или скважин на глубине.

В глубинных условиях под влиянием динамических сил, образующих резкие перепады давления, напряжение локализуется в одном разрыве. В условиях всестороннего сжатия на больших глубинах земной коры, где главное значение имеют вертикальные силы, обусловленные давлением толщи пород, преобладают вертикальные или круто наклоненные разрывы.

На малых глубинах, где значение веса пород уменьшается и ведущее влияние приобретает боковое давление за счет динамических сил, большее значение получают горизонтальные и полого наклоненные трещины.

В соответствии с таким распределением напряжений и связанным с ними направлением главной трещиноватости в земной коре на больших глубинах будет преобладать вертикальная миграция флюидов, а в верхних горизонтах разреза — горизонтальная.

Ослабление нагрузки в верхних зонах земной коры приводит к появлению большого числа трещин и повышению их проницаемости.

Экспериментальные данные (Розанов, 1965) показали значительное уменьшение плотности образцов пород, деформированных под большим давлением, после снятия с них нагрузки, что объясняется увеличением объема образцов в результате открытия трещин в породах после прекращения всестороннего давления. Это так называемые трещины облегченной нагрузки.

Такое явление может объяснить преимущественную приуроченность трещиноватости и повышенную проницаемость трещин вблизи разломов и флексур. На этих участках в результате разобщения стенок трещин разрывов снимается напряжение и образуется зона пониженного давления, вследствие чего происходит раскрытие мельчайших трещин, связанное с расширением пород.

Свидетельством разуплотнения пород в связи с формированием тектонических поднятий могут служить результаты изучения физических параметров осадочных пород в пределах локальных структур. Так, по данным лабораторного определения объемной плотности образцов керн из скважин Султангуловской площади (Оренбургская область) было установлено (Розанов, 1947), что, наряду с увеличением плотности пород по разрезу от молодых отложений к более древним в пределах одноименных горизонтов, кроме того происходит уменьшение значений плотности от крыльев положительной структуры к ее своду. На этой небольшой структуре, площадью несколько десятков квадратных километров, имелось около 300 определений плотности различных пород по разрезам шести буровых скважин из верхней пачки конхиферового горизонта казанского яруса (верхняя пермь).

Оказалось, что средние объемные плотности пород этой пачки, более или менее постоянные в пределах каждого разреза, закономерно изменяются, в зависимости от местоположения скважин по отношению к тектонической структуре, от $2,25 \text{ г/см}^3$ на ее погружении до $2,08 \text{ г/см}^3$ в своде поднятия, что составляет величину, равную $0,17 \text{ г/см}^3$ на расстоянии всего несколько километров, при подъеме структуры на 50 м. На южном флексуобразном крыле флексуры (где много трещиноватых пород) средняя плотность составляет $2,14 \text{ г/см}^3$.

Наибольшие колебания плотностей по площади структуры — от $2,34$ до $2,02 \text{ г/см}^3$ — обнаруживают доломиты, т. е. самые хрупкие и наименее пластичные породы, хотя средние их плотности по площади мало

отличаются от средневзвешенной плотности всех пород рассматриваемой пачки ($2,22 \text{ г/см}^3$) и составляют величину $2,21 \text{ г/см}^3$.

Интересно отметить, что изолинии равных значений средних плотностей рассматриваемой пачки пород (суммарно) хорошо согласуются с конфигурацией строатизогипс структурной карты данной площади по тому же горизонту.

Приведенные данные, как это указывалось и ранее, показывают, что обнаруженная дифференциация плотностей не связана с фаціальными условиями накопления осадочных образований, а является следствием наложенного тектонического процесса.

Последующие многочисленные сейсмические исследования (данные сейсморазведки) на этой и на других площадях подтвердили наличие разуплотнения пород в сводах положительных структур, что, кстати, имело большое практическое и методическое значение для интерпретации сейсмических материалов. Такое разуплотнение пород большинством геофизиков трактуется теперь как результат увеличения трещиноватости пород, которое проявляется уменьшением скорости прохождения упругих колебаний.

Приведенные сведения показывают, что тектонические поднятия действительно сопровождаются появлением трещиноватости и увеличением проницаемости осадочного чехла.

Еще более важным является то обстоятельство, что при восходящих рельефообразующих тектонических движениях происходит растяжение верхних зон земной коры. Между тем, как показали те же экспериментальные данные (Розанов, 1965), переход от пластического к хрупкому состоянию (т. е. к образованию трещин и разрывов) наступает при растяжении гораздо раньше.

Поэтому максимальное развитие трещиноватости повсеместно наблюдается в зонах региональных новейших поднятий, а в их пределах — в сводах положительных структур, на их периклиналях и крутых крыльях.

В этих зонах создаются условия повышенной проницаемости, благоприятные для интенсивной миграции флюидов и в том числе углеводородов.

При последующих погружениях в результате изменения физико-механической обстановки (при сжатии) в земной коре могут создаваться условия для залечивания трещин и образования пластических деформаций. Таким образом, крупные региональные поднятия и погружения земной коры оказывают влияние на периодические изменения степени проницаемости земных недр.

Установленная закономерная связь размещения зон нефте- и газонакопления с новейшими тектоническими движениями, о чем было сказано выше, свидетельствует о недавнем времени формирования современного плана размещения месторождений нефти и газа. Вероятнее всего предположить, что оно отвечает эпохе развития рельефообразующих тектонических движений и формирования современного рельефа поверхности, когда в результате увеличения проницаемости земной коры создаются благоприятные условия миграции углеводородов и дегазации залежей.

Наблюдаемое повсеместно раздельное территориальное размещение зон преимущественного газонакопления и нефтенакопления, а также более отчетливая (чем для нефти) приуроченность газонакопления к зонам новейших поднятий и интенсивной активизации (за исключением высокоприподнятых областей с нарушенной герметичностью недр) показывают, что концентрация газа в земной коре является относительно более молодой.

В связи с этим имеются основания предполагать, что миграция углеводородов происходит в виде газа (метана и его гомологов), а конден-

саты, нефть и твердые битумы являются вторичными продуктами его преобразования в земной коре, в результате окисления, дегазации и других процессов.

Такая идея впервые была высказана Н. Д. Зелинским (1936), который с химических позиций обосновал возможность превращения «колоссальных запасов метана в недрах Земли» в нефть. В дальнейшем эта гипотеза развивалась с разных позиций в работах И. И. Потапова (1951), А. И. Кравцова (1964) и др. Теперь она получает, как мы видим, новое обоснование с позиций неотектоники.

Установленная связь размещения месторождений нефти и особенно газа с зонами новейшей тектонической активизации и предполагаемая газовая форма миграции углеводородов не исключают вероятность существования более древних фаз нефтегазонакопления. Положительные рельефообразующие движения земной коры периодически повторялись в истории Земли в связи с заключительными этапами эпох складчатости. Следовательно, условия, аналогичные описанным выше, могли иметь место и в геологическом прошлом.

Эти соображения согласуются с приведенными данными о селективном размещении нефти и газа, что наиболее отчетливо видно на примере эпигерцинских плит и других относительно погруженных областей с хорошей герметичной покрывкой молодых осадочных отложений, где фактор дегазации и разрушения залежей не играет решающей роли.

Так, если в Западной Сибири преимущественно газонакопление отвечает зоне новейших поднятий и наибольшей дифференцированности неоген-четвертичных движений на севере плиты, то сосредоточение нефтяных месторождений соответствует здесь той территории, которая испытывала относительное поднятие в палеогене.

То же самое и в пределах Скифско-Туранской плиты: если зоны преимущественного газонакопления отвечают новейшим и современным поднятиям на западе и востоке территории, то область преимущественного нефтенакопления, связанная с наложенной Каспийской впадиной, в значительной части отвечает донеогеновым поднятиям альпийской складчатой системы и эпигерцинской плиты.

В этих случаях залежи нефти представляются более древними (и более измененными), чем залежи газа, а некоторые залежи твердых битумов в различных областях Союза — остатками еще более древних месторождений.

В тех случаях, когда новейшие и предшествующие им тектонические рельефообразующие движения развивались унаследованно, распространение нефтяных и газовых месторождений будет территориально совпадать, как это имеет место в южных районах Волго-Уральской провинции и др.

Подтверждением газовой формы миграции могут служить так называемые висячие залежи нефти, расположение которых смещено относительно свода тектонической структуры обычно в сторону крутого опущенного крыла.

Эти залежи, имеющие широкое распространение, демонстрируют слабую подвижность залежей нефти (в отличие от залежей газа) после их образования (Потапов, 1951; Розанов, 1941).

При анализе истории формирования таких месторождений почти всегда удается установить наличие последующих тектонических движений регионального плана, изменивших ранее сформированную структуру. Специальные графические построения по снятию наложенного регионального наклона, восстанавливающие первоначальное положение ловушки, обычно в таких случаях приводят в соответствие структуру и залежь.

В целом схема формирования зон нефтегазонакопления представляется в следующем виде.

Генерация углеводородов происходит не при погружениях осадочного чехла, как это принято считать, а при общих поднятиях в эпохи проявления рельефообразующих тектонических движений, когда вследствие растяжения земной коры увеличивается ее проницаемость и создаются условия для миграции флюидов. Эти эпохи отвечают заключительным этапам геотектонических циклов, характеризующихся геотектоническим режимом.

Вероятно, что углеводороды мигрируют в газовой фазе. При последующих опусканиях происходит консервация залежей и превращение их в малоподвижные углеводороды.

Развитие новейших рельефообразующих тектонических движений, определяющих нефтегазонакопление, обусловлено глубинными процессами, что можно видеть из взаимосвязи рельефа поверхности с толщиной земной коры. Примером может служить утолщение земной коры в зонах новейших поднятий и уточнение ее в пределах многих молодых наложений впадин (Розанов, 1975₁).

Литература

- Вахрушев Г. В.* К вопросу о роли неотектоники в формировании современных залежей нефти и газа в Южном Приуралье.— В кн.: Вопросы геоморфологии и геологии Башкирии, вып. 2. Уфа, 1959.
- Горелов С. К., Розанов Л. Н.* Роль новейшей тектоники и морфоструктурного фактора в размещении месторождений нефти и газа.— Геоморфология, 1970, № 4.
- Зелинский Н. Д.* Несколько замечаний к вопросу о происхождении нефти.— В кн.: Академику В. Н. Вернадскому к пятидесятилетию научной и педагогической деятельности. М., Изд-во АН СССР, 1936.
- Кравцов А. И.* Геохимия природных газов и их роль в формировании залежей нефти и горючих газов.— Тр. Совещ. по осадочным формациям Большого Донбасса. Харьков, 1964.
- Кропоткин П. Н.* Проблема происхождения нефти.— Сов. геология, 1955, сб. 47.
- Потапов И. И.* Миграционная гипотеза в свете существования висячих залежей нефти.— Изв. АН АзССР, 1951, № 6.
- Розанов Л. Н.* Роль складчатого процесса в формировании нефтяных залежей.— Разведка недр, 1941, № 2.
- Розанов Л. Н.* О связи плотностей горных пород с тектоникой Бугурусланского района.— Прикл. геофизика, 3-й сб., 1947.
- Розанов Л. Н.* Физико-механические условия образования тектонических структур платформенного типа. Л., «Недра», 1965.
- Розанов Л. Н.* Отражение тектонической структуры земной коры в рельефе ее поверхности.— Геоморфология, 1975₁, № 3.
- Розанов Л. Н.* Связь размещения нефтегазосности в платформенных областях с новейшими движениями по разломам фундамента.— В кн.: Закономерности образования и размещения промышленных месторождений нефти и газа. Киев, «Наукова думка», 1975₂.
- Розанов Л. Н., Герман Е. В., Гришанова Л. П. и др.* Особенности размещения тектонических структур нефтегазоносных областей СССР. Л., «Недра», 1974.

ВНИГРИ
Ленинград

Статья поступила
21 июля 1977 г.

УДК 551.247 + 551.3.05 (477.5)

Б. П. КАБЫШЕВ

СКОРОСТЬ РОСТА СОЛЯНЫХ СТРУКТУР ДНЕПРОВСКО-ДОНЕЦКОЙ ВПАДИНЫ

Анализ составленных автором графиков скорости деформации слоев в пределах солянокупольных поднятий позволяет сделать ряд выводов о направленности и цикличности их развития, а также дать количественную оценку роли тектонического и гравитационного факторов соляного тектогенеза.

Скорость роста соляных структур — важная характеристика, необходимая для выяснения их происхождения, условий формирования залежей нефти и газа в них и решения ряда других вопросов. В теоретическом плане параметр скорости формирования солянокупольных поднятий детально анализировался Ю. А. Косыгиным, который пришел к выводу, что «...рост соляного штока есть процесс непрерывный (нагрузка действует постоянно) и ускоренный» во времени (Косыгин, 1969, стр. 272). Замедление этого процесса происходит при формировании соляных ядер вблизи земной поверхности.

Количественная оценка скорости роста соляных структур Днепровско-Донецкой впадины ранее не производилась, хотя во многих работах приводятся качественные данные и представления авторов об интенсивности их формирования (Баранов, Денега, 1963; Кабышев, 1969; Китык, 1970; Люткевич, 1969). Так, И. Г. Баранов и Б. И. Денега (1963) считают, что формирование солянокупольных поднятий Днепровско-Донецкой впадины происходило непрерывно-прерывисто: более медленно — при осадконакоплении и более интенсивно — во время основных этапов восходящих движений региона (предкаменноугольный, предпозднепермский, предпалеогеновый перерывы). В. И. Китык (1970) указанные выше два этапа роста структур предлагает именовать соответственно фазой замедленного соляного тектогенеза и фазой усиленного соляного тектогенеза.

Для анализа скорости солянокупольных поднятий нами построены графики скорости деформации пород в минутах за 1 млн. лет¹. Методика их построения следующая. По вертикальной оси графика отложены абсолютная и относительная геохронологические шкалы, а по горизонтальной — скорость деформации пород в определенных интервалах времени. Сначала определяется деформация пород, которая представляет собой угол наклона подошвы какого-либо комплекса отложений ко времени отложения его кровли:

$$\operatorname{tg}\alpha = \frac{\Delta h}{l},$$

где α — деформация пород, мин; Δh — разность мощностей в крыльевой

¹ Анализировать скорость роста амплитуды поднятий в метрах не представляется возможным, так как почти нет разведочных скважин, пробуренных в межкупольных прогибах, и, следовательно, невозможно определять полные амплитуды структур.

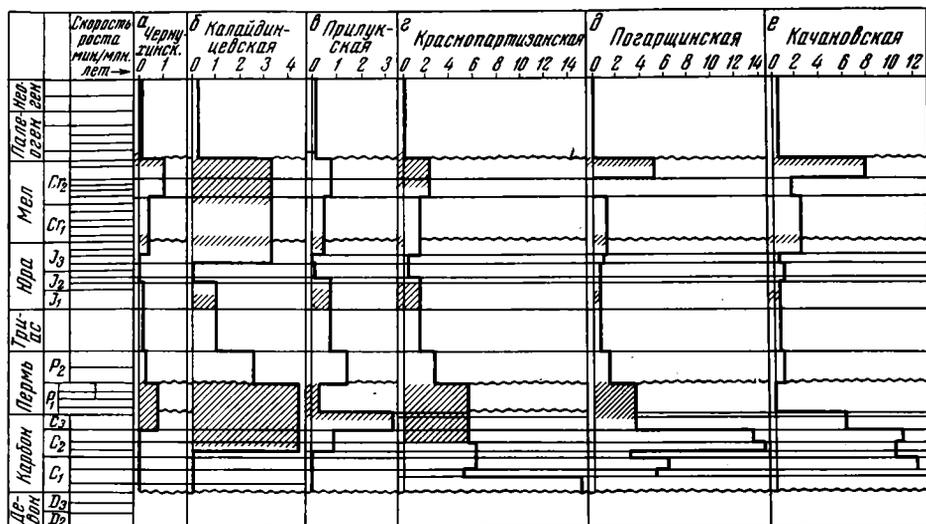


Рис. 1. Графики скорости деформации пород в пределах соляных куполов с глубокопогруженными соляными ядрами
 1 — границы основных (поздневторичных) несогласий; 2 — комплексы отложений, отсутствующих в районе структуры

и сводовой скважинах, m ; l — расстояние между скважинами, m .

С помощью карты изопакит или по отдельным скважинам в своде и на крыльях поднятия определялась средняя величина деформации (α_{cp}), а на ее основе — скорость деформации по формуле

$$V = \frac{\alpha_{cp}}{t},$$

где V — скорость деформации, мин/млн. лет; t — время, млн. лет.

Это значение скорости деформации пород и откладывалось на горизонтальной шкале графика (рис. 1, 2). Значение скорости в 0 мин/млн. лет на определенных участках графика свидетельствует об отсутствии роста структуры. Это не значит, что слои залежали горизонтально. Они могли деформироваться в какую-либо другую структурную форму более высокого порядка, например в моноклинал, но это на графиках уже не отображалось. На них отражены лишь деформации, приводившие к формированию замкнутых локальных поднятий.

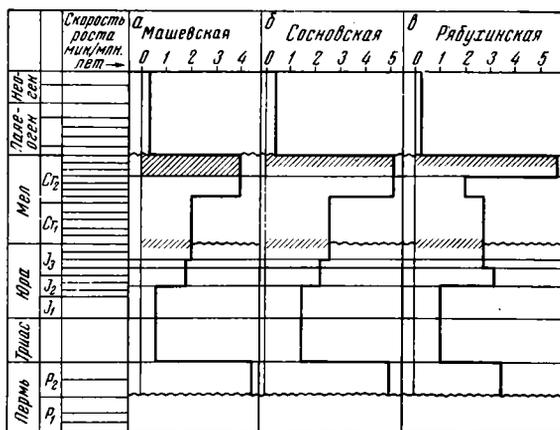
В качестве временной основы принята геохронометрическая шкала, одобренная Международной геохронологической комиссией в 1965 г. (Афанасьев, 1968), из которой взята продолжительность периодов. Разделение последних на эпохи и века выполнено на основе геохронологической шкалы А. Холмса, а там, где и в ней нет детализации, — путем пропорционального деления длительности периодов на количество веков в нем.

Скорость деформации пород определялась для бесперерывных и с перерывами стратиграфических интервалов разреза. Это позволяет характеризовать скорость роста структур отдельно на стадиях прогибания региона (конседиментационные этапы) и в периоды подъема (постседиментационные этапы). Всего проанализировано более 40 соляных куполов с внутридевонским, предкаменноугольным и предверхнепермским уровнями залегания тектонически-активной соли франского возраста. По некоторым из них графики деформации слоев представлены на рис. 1 и 2. Для подобного анализа соляных структур с предпалеоген-

новым и предантропогеновым уровнями соли нет соответствующих данных о мощностях надсолевых отложений. Кроме того, у них определение истинной величины роста соляных массивов как при гравитационной нагрузке, так и при тектонических региональных движениях в значительной мере затруднено явлениями интенсивного рассеивания соли во время выхода ее на поверхность или в зону активного водообмена. О проявлении таких процессов можно судить по наличию над сводами многих солянокупольных структур мощных кепроков остаточных брекчий выщелачивания.

Анализ скорости роста солянокупольных поднятий Днепровско-Донецкой впадины позволяет сделать ряд общих выводов о направленности и цикличности их формирования, а также количественно оценить роль тектонического и гравитационного факторов в этом процессе. На-

Рис. 2. Графики скорости деформации пород в пределах предверхнепермских соляных куполов
1 — границы основных (поздневторичных) несогласий; 2 — комплексы отложений, отсутствующих в районе структуры



правленность в формировании соляных структур проявляется в уменьшении скорости роста от палеозоя и кайнозоя. Например, для таких типичных солянокупольных поднятий, как Краснопартизанское, Погарщинское, Качановское (см. рис. 1), скорость деформации слоев в каменноугольный период достигала 10—15, в мезозое 2—6, в кайнозое 0,5 мин/млн. лет. Этой закономерности следует подавляющее большинство проанализированных поднятий, хотя имеются также и небольшие отклонения от нее. В частности, Шебелинская структура в палеозое характеризовалась меньшей скоростью роста, чем в предпалеогеновое время, правда, позднее в палеогене — неогене, скорость роста ее снова резко снизилась. Средневзвешенное по времени и по структурам (для 16 поднятий) изменение скорости формирования соляных куполов с предкаменноугольным и внутридевонским уровнями соли составило: в палеозое 5,2, в мезозое 1,1 и в кайнозое 0,15 мин/млн. лет, т. е. скорость уменьшалась в 5—7 раз при переходе от одной эры к другой. Для предверхнепермских куполов скорость роста в мезозое достигала 5—12, а в кайнозое 0,5 мин/млн. лет (см. рис. 2). Средневзвешенная скорость по пяти структурам (Машевская, Полтавская, Сосновская, Рябузинская, Алексеевская) составляла для мезозоя 2, 8, а для кайнозоя 0,4 мин/млн. лет.

На фоне указанной направленности наблюдается и цикличность в развитии соляных структур. В истории развития Днепровско-Донецкой впадины вообще цикличность проявляется в чередовании периодов прогибания и осадконакопления с этапами региональных восходящих движений во время основных перерывов, сопровождающихся существенной перестройкой структурных планов по сравнению с таковыми, формировавшимися при осадконакоплении. В истории развития солянку-

польных поднятий рассматриваемого региона, как показывает анализ полученного за последние годы нового фактического материала, цикличность проявляется сложнее, чем в виде простого увеличения скорости роста всех структур во время перерывов по сравнению с предшествующими им седиментационными этапами. Цикличность характеризуется своими особенностями проявления в палеозойский, мезозойский и кайнозойский этапы развития, а также для разных типов структур.

По характеру проявления цикличности в формировании соляных структур в палеозое последние можно разделить на три группы.

1. Преимущественно конседиментационные структуры, которые характеризуются наибольшей скоростью роста во время осадконакопления в карбоне (Погарщинская, Качановская, Рыбальская, Богдановская) или ранней перми² (Новофремовская), составляющей 10—15 мин/млн. лет и более, и значительно меньшей скоростью (0—6 мин/млн. лет) в предподнепермский (или предраннепермский для северо-западной части впадины) перерывы (см. рис. 1).

2. Постседиментационные структуры, которые как замкнутые поднятия формировались в предподнепермский перерыв, а в предшествовавшее ему время при осадконакоплении в карбоне (Колайдинская, Чернухинская, Великобогачанская и др.) и ранней перми (Шебелинская) на их месте развивались моноклинали или флексуры (Кабышев, 1969).

3. Конседиментационно-постседиментационные структуры (Прилуцкая, Журавковская и др.), характеризующиеся меньшей скоростью роста при осадконакоплении в карбоне и большей в предранне- и предподнепермский перерывы (см. рис. 2).

Таким образом, в палеозое одни солянокупольные поднятия Днепровско-Донецкой впадины испытывали непрерывно-прерывистое развитие (конседиментационно-постседиментационные структуры), другие — только прерывистое (постседиментационные), а третьи — непрерывное (конседиментационные структуры). В последующее мезокайнозойское время закономерности цикличности развития соляных структур изменились. Они стали формироваться преимущественно по принципу непрерывно-прерывистого развития: в предпалеогеновый перерыв наблюдается четкое увеличение скорости их роста по сравнению со временем седиментации (см. рис. 1, 2). Предмеловой перерыв также характеризуется увеличением скорости роста структур, однако на представленных графиках это четко не проявляется вследствие усреднения скорости для довольно большого периода времени, что пришлось допустить из-за отсутствия надежных реперов вблизи поверхности несогласия. В меньшей степени ускорение роста солянокупольных поднятий приурочивается также к предъюрскому и предтриасовому перерывам. Следует, однако, отметить, что некоторые солянокупольные поднятия небольшой амплитуды (Чернухинское) и в мезозое характеризовались только прерывистым формированием во время перерывов в осадконакоплении. Кроме того, развитие отдельных соляных куполов сопровождалось иногда не ростом, а проседанием соляных массивов. Так, например, соляные ядра опускались на Новосенжарском куполе в поздней перми и триасе, на Мироновском куполе — в юрский период, а на Западно-Нежинском, Новодмитриевском и ряде других куполов — в кайнозое.

Охарактеризованные закономерности изменения скорости формирования солянокупольных структур Днепровско-Донецкой впадины позволяют сделать некоторые выводы о роли гравитационного и тектонического факторов в общем механизме проявления соляного тектогенеза.

² Интенсивное конседиментационное развитие этих структур достоверно устанавливается по уменьшению мощности бесперывных интервалов разреза карбона и нижней перми от крыльев к сводам поднятий и, наоборот, увеличением в этом направлении коэффициента песчаности разреза.

Первый фактор обусловлен неравномерной нагрузкой на соль, имеющую меньший удельный вес по сравнению с надсолевыми породами, а второй — влиянием глубинных структуроформирующих движений, в одинаковой степени воздействующих на весь осадочный чехол региона и, кроме того, обуславливающих автономное перемещение пластичных пород (в данном случае соли) к участкам меньшего сопротивления независимо от их удельного веса.

Значение каждого из этих факторов в образовании соляных структур в настоящее время различными исследователями оценивается по-разному: от полного отрицания влияния гравитационных сил (Люкевич, 1969) до признания за ними ведущей роли (Журавлев, 1966; Косыгин, 1969; Ларченков, Хныкин, 1969). Многие исследователи считают, что формирование соляных структур происходило в результате комбинированного воздействия глубинных тектонических процессов и гравитационной нагрузки (Айзенштадт, Горфункель, 1968; Билык, 1962; Кытык, 1970). Это представление, по нашему мнению, наиболее верно отражает рассматриваемый процесс (Кабышев, 1968), однако и оно требует дальнейшей разработки в направлении количественной оценки роли каждого фактора на разных стадиях развития соляных структур.

Наблюдаемая направленность в изменении скорости формирования солянокупольных поднятий Днепровско-Донецкой впадины свидетельствует не в пользу гравитационной гипотезы их происхождения, ибо согласно последней скорость роста куполов со временем должна увеличиваться, как это показано Ю. А. Косыгиным (1969), или по крайней мере оставаться постоянной, но не уменьшаться. Гравитационные силы, раз возникнув, продолжают действовать непрерывно (хотя и с разной интенсивностью), независимо от того, прогибается весь регион или воздымается. Резкое замедление или остановка роста куполов, формирующихся за счет гравитационного фактора, могут быть обусловлены только перетоком всей соли из межкупольных зон в соляные ядра куполов, что для всех структур Днепровско-Донецкой впадины, конечно, невероятно.

Установленное уменьшение от палеозоя к кайнозю скорости роста большинства соляных структур совпадает с подобным уменьшением интенсивности формирования несоляных структур и находится в полном соответствии с изменением скорости регионального прогибания и подъема всей Днепровско-Донецкой впадины. Это безусловно говорит о большом значении для соляного тектогенеза глубинных тектонических движений. Вместе с тем немаловажную роль играет и гравитационный фактор. О его проявлении свидетельствует конседиментационный рост солянокупольных поднятий в тех случаях, когда нет основания объяснять его глубинными тектоническими движениями. В этом плане быстрый конседиментационный рост соляных куполов в палеозое и более слабый в мезозое — кайнозое вызван, по нашему мнению, разными причинами. Интенсивное конседиментационное формирование в каменноугольное и раннепермское время многих солянокупольных поднятий (Погаршинское, Качановское, Северо-Дорогинское, Новоефремовское, Машевское и др.) со скоростью, часто большей, чем в самые активные фазы восходящих движений, обусловлено глубинными структуроформирующими движениями. Доказательством этого является тот факт, что такой же быстрый конседиментационный рост присущ и многим несоляным структурам региона (Новотроицкая, Боровская и др.) и, наоборот, не проявлялся в истории развития многих других, аналогичных по морфологии солянокупольных поднятий (Колайдинское, Чернухинское, Шебелинское и др.). Интенсивное конседиментационное развитие в палеозое многих несоляных и соляных структур обусловлено особенностями механизма их образования (Кабышев, 1969), так как глубинные структуроформирующие движения в Днепровско-Донецкой впадине и

Донбассе проявлялись не только на стадиях восходящих движений, но и в этапы прогибания и седиментации.

Конседиментационный рост соляных структур в мезозое со скоростью обычно до 1 мин/млн. лет, против 10—15 мин/млн. лет в карбоне (см. рис. 2), обусловлен, по нашему мнению, гравитационным фактором. Доказательством является то, что это формирование установлено только для солянокупольных поднятий и не присуще несоляным структурам (Левенцовская, Новотроицкая, Олишевская, Гнилицкая, Боровская и др.). Такое изменение в условиях проявления конседиментационного роста структур в палеозое и мезозое обусловлено изменением со временем интенсивности проявления глубинных структуроформирующих процессов, в частности формированием в палеозое крупных конседиментационных сбросов (Краснорещкий, Северный краевой разлом Днепровского грабена), приводивших к образованию в опущенных крыльях их несоляных и соляных локальных поднятий, и прекращение развития этих разломов в форме разрывных нарушений в мезозойско-кайнозойское время.

Анализ скорости роста соляных куполов позволяет дать количественную оценку роли гравитационного фактора в различные периоды времени и для разных типов структур. Так, во время отложения бесперывного келлозей-байосского интервала разреза, ограниченного четкими реперами, скорость роста предверхнепермских куполов составляла 3—6 мин/млн. лет (рис. 2), а предкаменноугольных и внутридевонских куполов — 0,1—1 мин/млн. лет (рис. 1), т. е. во втором случае была в несколько раз меньшей. Подобным образом изменяется скорость роста и в другие конседиментационные этапы мезозойской истории. Выполненный ранее (Кабышев, 1968) подсчет коэффициента конседиментационного роста показал, что для мезозойско-кайнозойское времени он составляет у предверхнепермских куполов 37—55%, у предкаменноугольных — 10—25%. Эти цифры соответствуют доле прироста амплитуды структур за счет гравитационного фактора. Все это свидетельствует о наличии четкой зависимости между скоростью и общей величиной конседиментационного роста в мезозойское время (следовательно, и значением гравитационного фактора) и высотой соляных ядер структур. Предверхнепермские штоки, характеризующиеся большой высотой соляных ядер (до 6—10 км и более), испытали в мезозое — кайнозое и более интенсивный конседиментационный рост. В этих условиях, когда в своде их под верхней пермью залегает девонская соль, а на крыльях — полный разрез надсолевых отложений нижней перми, карбона и девона мощностью 6—10 км и более, возникает наибольшая подъемная сила за счет разности удельных весов соли и надсолевых пород. И наоборот, на соляных куполах с предкаменноугольным и внутридевонским уровнями соли, где высота соляных ядер не превышает 1—2 км, гравитационный фактор проявляется незначительно или в ряде случаев совсем не проявляется.

На соляных структурах с предпалеогеновым уровнем девонской соли оценить подобным методом количественно роль гравитационного фактора невозможно. Однако, учитывая, что для них высота соляных ядер близка к таковой предверхнепермских соляных штоков или даже больше, можно предположить, что и для них величина гравитационного фактора характеризуется такими же значениями. О конседиментационном росте за счет гравитационного фактора в поздне меловое время Роменского, Исачковского и Ромодановского куполов свидетельствует наличие в мергельно-меловой толще вблизи соляных ядер конгломератов, на что указывали ранее А. А. Билык (1962) и В. И. Китык (1970). То же самое относится и к конседиментационному росту предверхнепермских штоков в раннепермское время (Коган, Андреева, 1963). В девонский и каменноугольный периоды, когда высота соляных ядер предверхнеперм-

ских, предпалеогеновых и предантропогеновых соляных структур была соизмеримой с таковой современных предкаменноугольных куполов или даже меньше, условия проявления гравитационного фактора были, по-видимому, также аналогичными.

Таким образом, анализ скорости роста соляных структур Днепровско-Донецкой впадины подтверждает существующее представление о двух причинах, обусловивших их формирование (глубинных движениях и гравитационных силах), и позволяет количественно оценить значение каждого фактора. Гравитационный фактор является вторичным по отношению к глубинным структуроформирующим движениям (в том смысле, что он не приводит к зарождению соляных структур, а проявляется лишь после их возникновения). При этом роль его в создании надсолевого структурного плана после возникновения под действием глубинных движений соляных структур также была различной: незначительной и второстепенной на ранних стадиях (девон, карбон) и весьма важной — на поздних (мезозой-кайнозой), на структурах с большей высотой соляных ядер. В последнем случае за счет гравитационного фактора формировалось до 50% современной амплитуды поднятий по мезозойскому структурному этажу.

Литература

- Айзенштадт Г. Е.-А., Горфункель М. В.* О двух формах движения соляных масс при формировании куполов.— В сб.: Геология и геохимия горючих ископаемых, вып. 15. Киев, «Наукова думка», 1968.
- Афанасьев Г. Д.* Геохронологическая шкала в абсолютном летоисчислении.— В кн.: Проблемы геохимии и космологии. М., 1968.
- Баранов И. Г., Денег Б. И.* О непрерывно-прерывистом развитии соляных куполов Днепровско-Донецкой впадины.— Тр. УкрНИГРИ, вып. 6. ГТТИ, 1963.
- Баранов И. Г.* Формирование структур Днепровско-Донецкой впадины и их нефтегазоносность.— Тр. УкрНИГРИ, вып. XII. М., «Недра», 1965.
- Билык А. А.* Некоторые вопросы соляной тектоники Днепровско-Донецкой впадины.— В кн.: Материалы по геологии газоносных районов СССР. Днепровско-Донецкая впадина. Тр. ВНИИГаз, вып. 14/22. М., ГТТИ, 1962.
- Журавлев В. С.* Сравнительный анализ структур, созданных соляной тектоникой в Прикаспийской и Польско-Германской впадинах.— В кн.: Условия образования и особенности нефтегазоносности солянокупольных структур, ч. I. Киев, «Наукова думка», 1966.
- Кабышев Б. П.* Конседиментационное развитие локальных структур Днепровско-Донецкой впадины.— Сов. геология, 1968, № 5.
- Кабышев Б. П.* О закономерностях образования солянокупольных структур в краевых зонах Днепровского грабена.— В кн.: Солянокупольные регионы СССР и их нефтегазоносность, ч. II. Киев, «Наукова думка», 1969.
- Китык В. И.* Соляная тектоника Днепровско-Донецкой впадины. Киев, «Наукова думка», 1970.
- Коган В. Д., Андреева В. И.* Возраст диапировых структур восточной части Приднепровского грабена.— Геол. нефти и газа, 1963, № 4.
- Косыгин Ю. А.* Тектоника. М., «Недра», 1969.
- Ларченков А. Я., Хныкин В. И.* Значение региональных перерывов осадконакопления в развитии солянокупольных структур Днепровско-Донецкой впадины.— Сов. геология, 1969, № 8.
- Люткевич Е. М.* О причинах соляной тектоники.— В кн.: Солянокупольные регионы СССР и их нефтегазоносность, ч. I. Киев, «Наукова думка», 1969.

УкрНИГРИ
Чернигов

Статья поступила
29 ноября 1977 г.

УДК 551.24:551.35(574.12+262.81)

Г. Е.-А. АЙЗЕНШТАДТ, Г. И. СЛЕПАКОВА

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И СТРОЕНИЕ ЮЖНОЭМБИНСКОГО ПОДНЯТИЯ

В статье освещаются вопросы общетектонического положения и строения крупных палеозойских структур, расположенных в краевой части Прикаспийской впадины. Рассматривается взаимоотношение структурных планов по фундаменту, палеозою и мезозою. На основании геофизических данных и глубокого бурения сделан вывод о связи поднятий, выявленных в пределах северной части акватории Каспийского моря, с Южноэмбинским поднятием, и о принадлежности их к единой структуре типа авлакогена, вытянутого от Мугоджар в субширотном направлении. Уточнена юго-восточная граница Прикаспийской впадины.

Южноэмбинское палеозойское поднятие совпадает с эмбинским максимумом силы тяжести, выявленным в 1932—1936 гг. маятниковыми наблюдениями; полоса положительных аномалий протягивается в общем направлении с запад-юго-запада на восток-северо-восток и имеет размеры 360×60 км. Значения изоаномал возрастают с северо-востока на юго-запад; в этом же направлении происходит погружение палеозойских отложений.

Оценка перспектив нефтегазоносности палеозойских отложений Южноэмбинского погребенного поднятия возможна только на основе правительных представлений о его природе и тектоническом положении.

Относительно тектонической природы поднятия в литературе известны несколько точек зрения. Одни исследователи относят его к категории платформенных структур, другие считают герцинским сооружением, составляющим продолжение Урала. В связи с этим возникает вопрос о положении южной границы Восточно-Европейской платформы.

В 1935—1936 гг. А. Д. Архангельский (Архангельский, Федынский, 1936), анализируя данные гравиметровых и маятниковых наблюдений, пришел к выводу о повороте на юго-запад одной из ветвей Уральской складчатой системы, отказавшись тем самым от прежних своих представлений о соединении Урала с Тянь-Шанем, и, таким образом, связал Урал с Донбассом, через Мугоджары, Чушкакуль, Южноэмбинское поднятие, Северный Каспий. Этой идеи А. Д. Архангельского долгое время придерживались многие геологи и геофизики.

В 1948 г. идею о повороте Урала к Каспийскому морю под покровом мезозойских и кайнозойских осадков поддерживал А. А. Шрейдер, указывая на совпадение регионального гравитационного максимума с полосой крупных магнитных аномалий, вызванных, по его предположению, влиянием основных изверженных пород, представляющих продолжение полосы этих образований на Южном Урале.

М. П. Казаков и др. (1958), высказывая предположение о связи Предуральского краевого прогиба с Преддонецким, относят Южноэмбинское поднятие к структурам краевого прогиба. Подобных взглядов придерживались Ю. М. Васильев (Арабаджи и др., 1965), М. П. Казаков и др. (1958). Р. И. Грачев (1959) относит Южноэмбинское поднятие к погребенным герцинским сооружениям. Того же мнения придерживались

П. Я. Авров и его соавторы (1962), они считали Южноэмбинское поднятие южным продолжением западной ветви Уралтау.

Н. С. Шатский (1963) и В. Е. Хаин (Шатский, Хаин, 1958) полагали, что полоса положительных аномалий силы тяжести, протягивающаяся от южного окончания Мугоджар к заливу Комсомолец в Каспийском море и далее к Астрахани, является непосредственным продолжением меридиональной полосы гравитационных максимумов, связанных с зеленокаменными породами восточного склона Урала и Мугоджар и метаморфическими сланцами осевой части хребта. В подтверждение этой идеи они ссылаются на простирающиеся складки Мангышлака и Султануиздага, которые они рассматривают как мезозойское постумное выражение палеозойской складчатости, унаследовавшее свое простираение от палеозойского фундамента.

В. Е. Хаин (Шатский, Хаин, 1958) предполагает также, что западная зона Урала, поворачивая на юго-запад, оказалась втянутой в обширную область погружения, близкую к платформенной. Наличие гальки эффузивов в нижнем карбоне, по его мнению, свидетельствует о продолжении к югу внутренних зон геосинклинальной области.

Таким образом, по мнению ряда исследователей, Южноэмбинское поднятие является южным продолжением Урала, обрамляющим Восточно-Европейскую платформу с юго-востока. Юго-Восточную границу платформы они проводят вдоль северо-западного крыла поднятия, тем самым относя само поднятие к зоне палеозойской складчатости.

Иное объяснение тектонической природы Южноэмбинского поднятия и положения юго-восточной границы платформы мы находим в трудах А. Л. Яншина (1951, 1953, 1961). Отрицая связь Урала с Донбассом и придерживаясь идеи о затухании Урала в южном направлении, А. Л. Яншин (Яншин и др., 1961) на основании данных глубокого бурения на Туресае, Сарыкуме и Жанасу приходит к выводу о сочленении в пределах Южноэмбинского регионального максимума двух совершенно различных структурно-формационных зон — геосинклинальной и платформенной, которое происходит по Южноэмбинскому региональному тектоническому шву. К этому шву, по его мнению, приурочена граница Восточно-Европейской платформы. Позднее к подобному выводу пришли Р. Г. Гарецкий, А. Е. Шлезингер и др. (1962), Н. В. Неволин (1958), О. Д. Коцюба (1968) и др.

К платформенной структуре, вытянутой вдоль юго-восточного края Восточно-Европейской платформы, относят Южноэмбинское поднятие Н. А. Калинин (1963), В. С. Днепров (1962), Г. Е.-А. Айзенштадт (1957).

Большую мощность части разреза палеозойских отложений часть этих исследователей объясняют формированием осадков в краевой части платформы, испытавшей интенсивное погружение под влиянием сопряженной геосинклинальной области, что не могло не отразиться на характере отложений. Перемятость пород девона, по их мнению, связана с имеющейся в своде поднятия нарушенной зоной и носит локальный характер. Юго-восточную границу платформы они проводят севернее п-ова Бузачи и к югу от Южноэмбинского поднятия. К подобным же выводам на основании результатов региональных геофизических исследований позднее приходят Н. Я. Кунин и Р. Б. Сапожников (1969). Новые геологические и геофизические материалы в совокупности с результатами ранее выполненных геолого-геофизических исследований позволяют более обоснованно рассмотреть тектоническое положение Южноэмбинского поднятия.

Южноэмбинский региональный гравитационный максимум представляет собой систему линейно-вытянутых крупных аномалий силы тяжести, простирающихся от южной оконечности Мугоджар к п-ову Бузачи и далее в Каспийское море. Строение его «крыльев» различно. Если северное «крыло», отражая строение южной части солянокупольной области,

имеет мозаичный характер гравитационного поля и его изогипсы характеризуются многочисленными изгибами, то на южном «крыле» наблюдается спокойное, плавное, монотонное убывание силы тяжести в южном направлении и постепенный переход в отрицательное поле Северо-Устьюртской впадины.

В осевой части регионального максимума наблюдается ряд локальных аномалий, территориально совпадающих с поднятиями в отложениях палеозоя: Лебяжий, Саргамыс, Тугаракчан, Туресай, Жанасу, Сарыкум, Дияр. В пределах этой зоны проходит юго-восточная граница распространения соляных куполов впадины. Ослабление напряженности гравитационного поля к югу от зоны локальных максимумов силы тяжести связано с погружением в этом направлении размытой поверхности палеозойских и докембрийских пород, а также поверхности Мохоровичича.

Нарастание напряженности гравитационного поля вдоль оси Южноэмбинского максимума в юго-западном направлении связано не только с расширением в этом направлении палеозойского поднятия и блока докембрийских пород, но также и с уменьшением в этом направлении глубины залегания поверхности Мохоровичича — от 40 (Западное Примугоджарье) до 35 км (Северный Каспий) (Фотиади, Каратаев, 1965). На северо-востоке не наблюдается прямой связи между палеозойскими поднятиями района Южноэмбинского гравитационного максимума и складчатыми сооружениями Урала — с приближением к Уралу значения аномалий силы тяжести уменьшаются; в этом направлении региональный гравитационный максимум затухает.

Магнитное поле района Южноэмбинского поднятия и прилегающей с севера солянокупольной области характеризуется значениями магнитных аномалий от 100 до 450 *гамм*. Магнитные аномалии имеют «изрезанные» формы и приурочены к единой линии юго-западного простирания. К югу интенсивность магнитного поля уменьшается, и оно постепенно переходит в отрицательное магнитное поле Северо-Устьюртской впадины. Если изолинии магнитного поля в зоне Южноэмбинского поднятия имеют северо-западное простирание, то изолинии магнитного поля Северного Устьюрта подходят к ним под прямым углом; на карте магнитного поля отмечается резкая граница зоны поднятия и впадины. Для северного борта Северо-Устьюртской впадины характерно плавное уменьшение силы тяжести в южном направлении. Осевой части Северо-Устьюртской впадины соответствует отрицательное поле силы тяжести с неопределенным ходом изоаномал. Южному ее борту отвечает гравитационная ступень субширотного простирания.

Особенно четко южная граница поднятия намечается на карте распределения магнитных масс по интенсивности намагничивания. В пределах зоны Южноэмбинского поднятия магнитные тела имеют значительные размеры, субмеридиональное простирание, их контуры неровные, с многочисленными изгибами. Магнитные тела Северо-Устьюртской впадины мелки, имеют различную ориентировку, им присуща овальная форма тел. Южная граница распространения тел значительных размеров и является, по нашему мнению, границей зоны Южноэмбинского поднятия.

Сопоставление положения регионального гравитационного и магнитного полей показывает, что они совпадают; но осевая часть магнитного максимума несколько смещена к северу относительно осевой линии гравитационного максимума. Осевая часть магнитного максимума совпадает с северным «крылом» гравитационного регионального максимума. Смещение осей магнитного и гравитационного максимумов довольно часто наблюдается в других районах и свидетельствует о том, что вдоль разлома, местоположение которого определяется магнитным максимумом, отражающим присутствие магматических пород, происходили подвижки блоков фундамента; приподнятые и опущенные крылья блока определя-

ются разным характером напряженности гравитационного поля. Возможно, что и в данном случае происходит нечто подобное.

Глубокие скважины Г-1, Г-2 (Сарыкум), Г-3, 2а (Туресай) и Г-1а (Тугаракчан) вскрыли палеозойские образования с типичными платформенными чертами строения. Характер же строения палеозойских отложений, вскрытых скважинами Г-4, Г-7 (Туресай) и Г-10, Г-11 (Жанасу), трактуется по-разному.

Отличительной чертой вскрытого разреза карбонатно-терригенных пород верхнего девона — нижнего карбона является наличие в керне больших углов падения слоев. При этом отмечается, что с глубиной углы падения слоев пород в скв. 7 (Туресай) уменьшаются от 60 (на глубине 2380—2385 м) до 30—25° (на глубине 2799—2801 м); в скв. 11 (Жанасу) углы падения сначала увеличиваются от 20 (на глубине 2277—2279 м) до 90° (на глубине 2650—2661 м), а затем уменьшаются до 45° (на глубине 2743—2754 м).

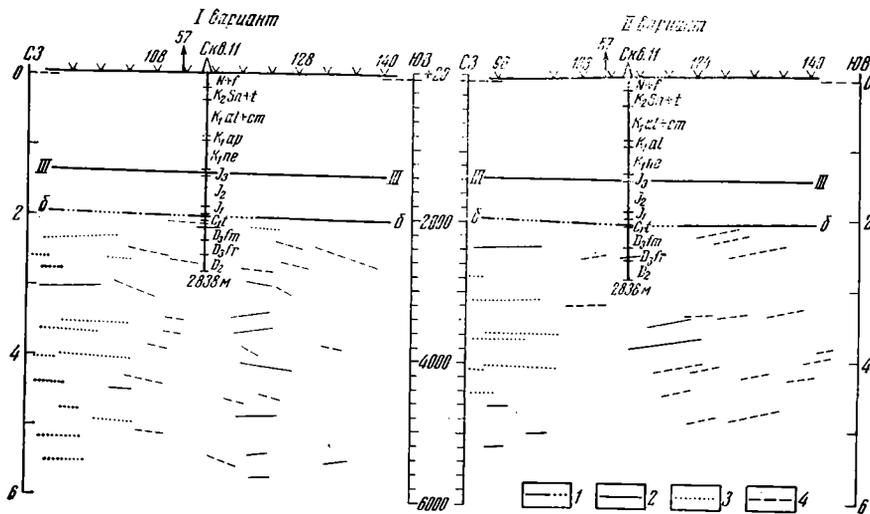


Рис. 1. Жанасу. Сейсмический профиль 195

1 — основные отражающие горизонты; 2 — отражающие площадки; 3 — отражающие площадки, предположительно отнесенные к кратным; 4 — отражающие площадки, природа которых неясна

Подобные колебания в наклоне пластов должны были бы существенно изменить характер расположения отражающих площадок на сейсмических разрезах. Как показали данные сейсмических исследований на площади Жанасу (профили 194, 195, 196; 1969 г.), Терескене и Дияре (профили 175, 174; 1967 г. и др. треста «Казахстаннефтегеофизика»), на разрезах не отмечается площадок с большими углами наклона. Чаще всего наклон площадок достигает 10—20°, объяснение этого явления наличием большого числа кратных отражений не является достаточно убедительным. Тем более что на площади Жанасу на южном конце пр. 195 (УПФ) (рис. 1) на сейсмограммах, начиная с ПК 104 и до конца профиля, встречаются отражения, которые при положительной задержке имеют наклон в северо-западном направлении, а при отрицательной задержке — регистрируются отражения с юго-восточным наклоном осей отражений. При наложении двух вариантов разреза этого профиля друг на друга отражающие площадки пересекаются. Вероятно, в данном случае волны связаны с отражениями, приходящими от различных крыльев сброса или системы сбросов, разбивающих северо-западный склон и свод структуры Жанасу по палеозойским осадкам. Кроме того, анализ

сейсмических профилей 194 и 195, отстрелянных методом МОВ и УПФ, показывает, что на разрезах профилей 195 и 194 (МОВ) имеются площадки, которые можно отнести к кратным; на профилях 194 и 195 (УПФ) эти площадки отсутствуют. Следовательно, утверждать, что они кратные, в данном случае нельзя; очевидно, это отражения от площадок, попадающих в зону тектонического нарушения. При определенных параметрах падающей и отраженной волны они выделяются, а при других — отсутствуют.

Отсюда следует, что наиболее реальным является представление о том, что наблюдаемые в керне большие углы падения пластов являются следствием влияния зон разрывных нарушений, проходящих в

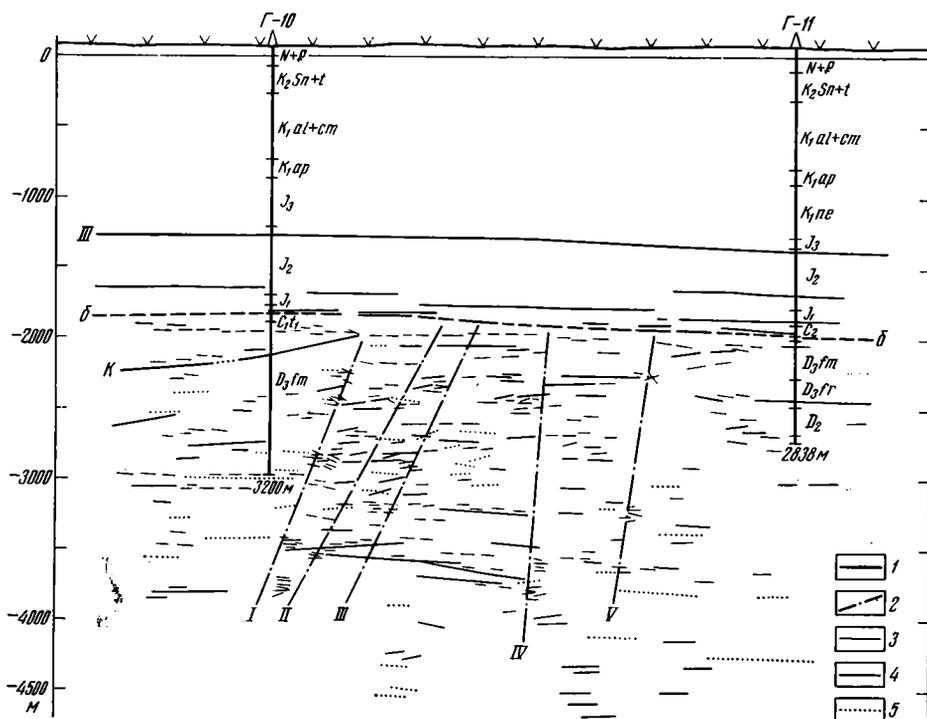


Рис. 2. Жанасу. Сейсмический профиль 195 (РНП) и МОВ
 1 — отражающие площадки, отнесенные к кратным от отложений мезозоя; 2 — отражающие площадки; 3 — отражающие площадки РНП; 4 — предполагаемые тектонические нарушения; 5 — опорные отражающие горизонты

сводовых и присводовых частях поднятий Туресай, Жанасу, Терескен и др., осложнивших структуру девонских слоев. Так, на пр. 195, в пределах пикетов 36—108, т. е. на протяжении 7 км, можно выделить целую серию тектонических нарушений: к северу от скв. 10, в районе пикетов 38—42; между скважинами 10 и 11, в районе пикетов 84—88 и 100—104. Особенно отчетливо зоны этих разломов прослеживаются на профиле РНП (рис. 2).

Таким образом, отмечаемая в скважинах дислоцированность пород обусловлена тектонической активностью в приразломных зонах (об этом свидетельствуют и многочисленные зеркала скольжения в породах вскрытой части разреза девона). Этот вывод подтверждается и значительными величинами колебаний углов наклона пластов по керну от больших величин к малым на глубине. Подобные явления, как известно, характерны для геосинклинальных зон. В условиях сравнительно спо-

койной тектоники они могут свидетельствовать лишь об их локальном характере, но никоим образом не о геосинклинальной природе дислокаций. Сходные предположения высказывались и раньше (Айзенштадт, 1957; Днепров, 1962); в частности указывалось, что большие углы наклона по керну в отложениях девона могли явиться следствием внутриформационной складчатости либо подводных оползней. Смятие пород девона в пределах зоны поднятия могло быть обусловлено инверсионными движениями, в результате которых произошло образование палеозойского поднятия, а также в результате надвигания во ряду нарушений северо-восточного простирания структур Северного Устья (Кунин, Сапожников, 1969). Доказательством негеосинклинального характера дислоцированности палеозойских пород в осевой части Южноэмбинского поднятия является отсутствие каких-либо следов метаморфизма в отложениях девона и проявлений интрузивного магматизма, которые обычно встречаются в близлежащих герцинских геосинклиналях (Уралтауская зона Мугоджар). Девонские глины из скважин Южноэмбинского поднятия очень быстро размокают в воде, наблюдается прекрасная сохранность остатков фауны и флоры.

На северо-востоке, как указывалось ранее, не наблюдается прямой связи между палеозойскими поднятиями района Южноэмбинского регионального гравитационного максимума и складчатыми сооружениями Урала. Это устанавливается по понижению значений положительных аномалий силы тяжести и их постепенному затуханию с приближением к Уралу.

Для отнесения грубообломочных отложений девона и нижнего карбона Южноэмбинской зоны к граувакковой формации имеющих данных (кern нескольких скважин) недостаточно.

Как указывает ряд исследователей (Кунин, Сапожников, 1969), формационная принадлежность грубообломочных толщ часто остается дискуссионной даже при их изучении в обнажениях. Как известно, отложения, подстилающие грубообломочные толщи, в зоне Южноэмбинского поднятия не вскрыты, а верхняя часть палеозойского разреза в районе Жанасу — Туресай уничтожена эрозией. Поэтому невозможно составить формационный ряд и достоверно оценить тектоническую принадлежность грубообломочных толщ девона и нижнего карбона Южноэмбинского поднятия.

О платформенном характере отложений в нижнекаменноугольной и девонской толщах в какой-то мере свидетельствует скорость их накопления. Как известно, скорости осадконакопления в седиментационных структурах геосинклиналей, устойчивых массивов и платформ различны, и это различие связано с различной динамикой и режимом тектонических процессов. Расчетами, произведенными Л. А. Варданяцем (1962) и С. И. Гавриковым (1960), выявлено, что в геосинклиналях скорости осадконакопления колеблются в пределах $0,08—0,2$ мм/год и выше, на платформах — $0,01—0,02$ мм/год. По геохронологической шкале, принятой Комиссией по определению абсолютного возраста геологических формаций при Академии наук СССР в 1964 г. (Рубинштейн, 1967), нами была вычислена скорость накопления осадков девона; она оказалась равной $0,03—0,04$ мм/год, что не противоречит расчетам Л. А. Варданяца и С. И. Гаврикова.

Анализ магнитных и гравитационных полей, наряду с характером изменения граничных скоростей продольных волн, приуроченных к поверхности фундамента, свидетельствует о его неоднородном внутреннем строении. На рассматриваемой территории наблюдается довольно сложное строение поверхности докембрийского фундамента, разбитого тектоническими нарушениями различного простирания на ряд приподнятых и опущенных блоков, в пределах которых выделяются впадины и поднятия. Амплитуды перемещений вдоль нарушений колеблются от 0,5 до

2—3 км. Наибольшие подвижки, очевидно, происходили вдоль северного и южного нарушений и привели к образованию обширного грабена северо-восточного простирания, с глубинами до поверхности фундамента 8—12 км. Вдоль разломов ортогонального простирания по поверхности фундамента происходит ступенчатое региональное погружение от Урала в сторону Каспийского моря. Опускание блоков фундамента, начиная предположительно с доверхнедевонского времени, обусловило накопления мощной толщи терригенно-карбонатных осадков палеозоя, а начавшаяся в конце карбона — начале перми инверсия привела к образованию Южноэмбинского поднятия.

Наблюдается несогласное поведение палеозойских преломляющих горизонтов и поверхности фундамента: если первые воздымаются на разрезах к оси Южноэмбинского поднятия, то вторые испытывают в этом направлении общее погружение, образуя огромный прогиб, глубины в котором достигают 12 км. Наличие ступеней в фундаменте оказывало влияние и на общую конфигурацию поднятия по палеозою — с северо-

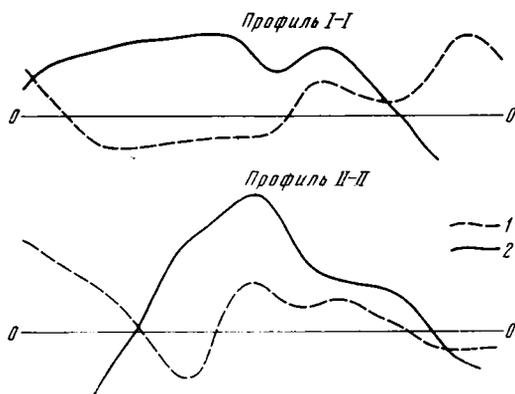


Рис. 3. Резервы остаточного рельефа (составила Слепакова Г. И.)
1 — кривая донеокомского остаточного рельефа; 2 — кривая палеозойского остаточного рельефа

востока на юго-запад происходит постепенное увеличение размеров отдельных ступеней, вызывая тем самым расширение контура Южноэмбинского поднятия в юго-западном направлении.

В отложениях мезозоя снова происходит перестройка структурного плана. Это особенно наглядно видно на разрезах остаточного рельефа, построенного для донеокомского и палеозойского «горизонта» (рис. 3). Наряду с общим подъемом или опусканием этих «горизонтов» наблюдаются значительные расхождения в их конфигурации.

Грабенообразное строение по поверхности фундамента, разбитость тектоническими нарушениями на ряд приподнятых и опущенных блоков по поверхности фундамента и осадкам палеозоя, инверсионное развитие в конце палеозоя, перестройка структурного плана в мезозойское время, особенности формационного состава пород, значительные мощности, углы наклона, а также слабый метаморфизм пород сближают район исследования с авлакогенами Восточноевропейской платформы.

Таким образом, все имеющиеся данные позволяют считать, что Южноэмбинское поднятие, располагаясь в краевой части Русской плиты, является авлакогеном, возраст которого предположительно протерозойский. Тектоническое нарушение, ограничивающее авлакоген с юго-востока, является одновременно его границей с Северо-Устьюртской впадиной.

Гравиметрические и аэромагнитные наблюдения, проведенные в северной части Каспийского моря, наметили здесь полосу повышенных положительных значений аномалий силы тяжести и зоны магнитного максимума, лежащую на западном продолжении Южноэмбинского гравитационного и магнитного максимумов. В отложениях палеозоя и мезозоя им соответствуют Северокаспийское и Комсомольское поднятия. На той же оси располагается и Астраханское поднятие, которому также соответствует интенсивный региональный максимум силы тяжести.

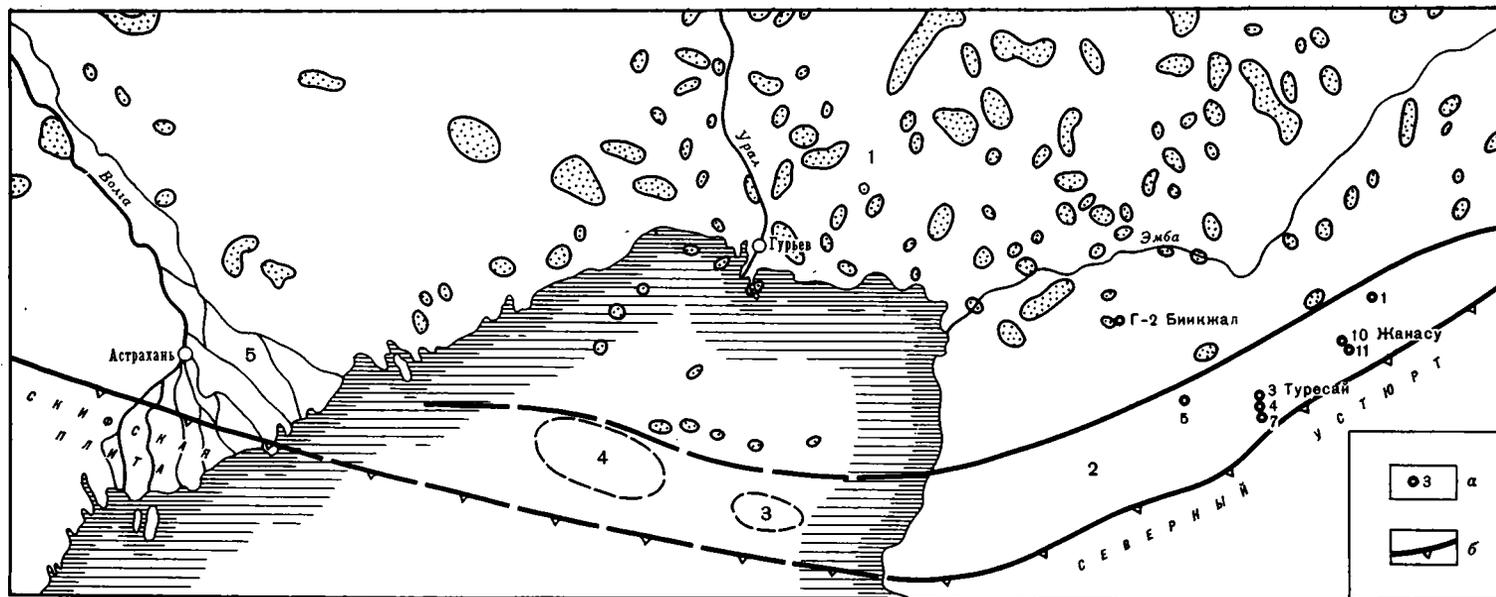


Рис. 4. Схема тектоники юго-восточной и южной бортовых зон Прикаспийской впадины (составила Слепакова Г. И.)
 Цифры на схеме: 1 — солянокупольская область Восточно-Европейской платформы; 2 — зона Южноэмбинского поднятия; 3 — Комсомольское поднятие; 4 — Северокаспийское поднятие; 5 — зона Астраханского поднятия.
 а — Глубокие скважины, б — южная граница Прикаспийской впадины

В пределах Астраханского поднятия, как и на Южноэмбинском, наблюдается разнонаправленный наклон поверхности фундамента и отдельных горизонтов платформенного чехла. Поверхность фундамента с $V_r = 6,3$ км/сек по мере приближения к Астраханскому поднятию резко погружается от 5000 до 6500 м, тогда как горизонт с $V_r = 4,3$ км/сек, приуроченный к верхней части артинских отложений, в том же направлении воздымается от 4000 до 2000 м. Между тем подошва юрских отложений, залегающая почти горизонтально в сводовой части Астраханского поднятия, на его южном склоне заметно погружается на юг.

По данным геофизических исследований, в северной акватории выявлены как соляные купола, так и платформенные поднятия. По сейсмическим данным, по подошве неокома выделяется за зоной развития соли серия структур значительных размеров, ориентированных согласно с южной границей распространения соляных куполов. На востоке — это Комсомольское поднятие, далее к западу — Северо-Каспийское. В общем случае осадки неокома здесь также испытывают моноклинальное погружение в южном направлении, которое осложняется перечисленными поднятиями. По отложениям неокома Северокаспийское поднятие на востоке имеет почти широтное, а на западе северо-западное простирание, причем южный склон поднятия (так же как и на Южноэмбинском поднятии) осложнен региональным швом. Амплитуда Северокаспийского поднятия по его северному более крутому склону достигает 1000 м, а по южному не превышает 600 м. Абсолютные отметки подошвы неокома в наивысшей точке его свода — 800 м, на его восточной периклинали — 1800 м, а на западной — 2100 м. Мощность отложений нижнего мела и сеномана на его своде составляет 200—300 м, на северном склоне 500—600 м, на южном 1200 м, а мощность верхнемеловых отложений (без сеномана) и палеогена (по эоцен включительно) на своде не превышает 200 м, но увеличивается на склоне до 500 м. Предполагается, что в наиболее приподнятой части поднятия под поверхностными отложениями прослеживаются отложения палеоцена или верхнего мела. Непосредственно за крутым северным склоном поднятия сейсморазведка фиксирует слабо выраженные и глубоко погруженные соляные купола.

Итак, строение этих поднятий, их амплитуды, размеры и ориентировка близки строению Южноэмбинского поднятия. По своему структурному облику и положению в плане эти поднятия можно считать аналогами Южноэмбинского поднятия. Наличие прогиба между Северокаспийским и Северобузачинским поднятиями не может свидетельствовать против предположения о прямом соединении Южноэмбинского поднятия с Северобузачинским. Южноэмбинское поднятие, продолжаясь в море, через структуры Комсомольскую и Северокаспийскую причленяется к структурам Астраханского свода. (На гравиметрических картах Южноэмбинский максимум соединяется с Астраханским также через Северокаспийский региональный максимум силы тяжести.) Не исключено, что Южноэмбинское, Северокаспийское, Комсомольское поднятия являются звеньями одного авлакогена, вытянутого от Мугоджар в сторону Астраханского свода (рис. 4), хотя имеющиеся данные по палеозою Астраханского свода не позволяют считать его структурой, аналогичной Южноэмбинскому поднятию.

Открытие в Северной части Каспийского моря соляных куполов (Морской I, Морской II и др.) позволяет уточнить положение южной границы распространения солянокупольной тектоники в пределах северного Каспия. Дальнейшие сейсмические исследования должны дать дополнительный материал для решения этих вопросов.

Литература

- Авров П. Я., Булекбаев З. Е., Космачева Л. Г.* Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности восточного и юго-восточного обрамлений Прикаспийской впадины.— В кн.: Геология и нефтегазоносность восточной части Прикаспийской впадины и ее обрамлений. М., Гостеолтехиздат, 1962.
- Айзенштадт Г. Е.-А.* Перспективы нефтегазоносности Южноэмбинского района и прилегающей с юга территории.— Геология нефти, 1957, № 9.
- Арабаджи М. С., Васильев Ю. М., Чарыгин М. М.* О продолжении преуральского передового прогиба в пределах Прикаспийской впадины.— Сов. геология, 1965, № 7.
- Архангельский А. Д., Федынский В. В.* Геологические результаты гравиметрических исследований в Средней Азии и Юго-Западном Казахстане.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1936, № 1.
- Варданянц А. А.* Изотахи (линии равных скоростей осадконакопления) как основа тектонических исследований нового типа.— Тр. ВСЕГЕИ, т. 85. Л., 1962.
- Гавриков С. И.* О фациях и циклах тектогенеза Яно-Колымской геосинклинали, проявившейся в бассейне верхнего течения реки Индикирки.— В кн.: Материалы по геол. и полезн. ископ. Якутской АССР, вып. 2. М., 1960.
- Гарецкий Р. Г., Шлезингер А. Е., Яншин А. Л.* Глубинное строение района Южноэмбинского гравитационного максимума в свете новейших геологических и геофизических данных.— В кн.: Геология и нефтегазоносность восточной части Прикаспийской впадины и ее обрамлений. М., Гостоптехиздат, 1962.
- Грачев Р. И.* Геологическое строение и история развития Южноэмбинского поднятия.— Геол. сб. № 4, Тр. ВНИГРИ, вып. 131. Л., Гостоптехиздат, 1959.
- Днепров В. С.* Геологическое строение и нефтегазоносность Южноэмбинского поднятия и Северного Устюрта.— Тр. ВНИГРИ, вып. 194. Л., Гостоптехиздат, 1962.
- Казаков М. П., Чарыгин М. М., Быков Р. И., Васильев Ю. М., Знаменский В. В., Сейфуль-Мулюков Р. Б.* Тектоническое строение и история геологического развития Прикаспийской впадины и смежных областей в связи с вопросами нефтегазоносности. М., Гостехиздат, 1958.
- Калинин Н. А.* Основные черты геологического строения и нефтегазоносность Западно-го Казахстана. Л., Гостоптехиздат, 1963.
- Коцюба О. Д.* Геологическое строение, перспективы нефтегазоносности юго-восточной части бортовой зоны Прикаспийской впадины и направление дальнейших геолого-геофизических работ.— Геол. нефти и газа, 1968, № 5.
- Кунин Н. Я., Сапожников Р. Б.* Тектоника и перспективы нефтегазоносности палеозойских отложений зоны Южноэмбинского гравитационного максимума по результатам региональных геофизических исследований.— Геол. нефти и газа, 1969, № 4.
- Неволин Н. В.* Тектоника Прикаспийской впадины.— Геол. нефти и газа, 1958, № 10.
- Рубинштейн М. М.* Аргоновый метод в применении к некоторым вопросам региональной геологии. Тбилиси, «Мецниереба», 1967.
- Фотиади Э. Э., Каратаев Г. И.* Некоторые региональные особенности глубинного строения земной коры территории СССР в свете геофизических данных.— Геол. и геофизика, 1965, № 10.
- Шатский Н. С., Хаин В. Е.* К проблеме строения Каспийской впадины и структуры связей между Кавказом и Закаспием.— Геол. нефти, 1958, № 9.
- Шатский Н. С.* Избр. труды, т. I. М., «Наука», 1963.
- Шрейдер А. А.* Основные результаты общей геофизической съемки западной части Средней Азии.— В сб.: Прикладная геофизика. М.— Л., 1948.
- Яншин А. Л.* Взгляды А. Д. Архангельского на тектонический характер юго-восточного обрамления Русской платформы и современные представления по этому вопросу.— В кн.: Памяти акад. А. Д. Архангельского. М., Изд-во АН СССР, 1951.
- Яншин А. Л.* О погружении к югу Уральской складчатой системы и тектонической природе Южноэмбинского поднятия.— Бюл. Московск. о-ва испыт. природы, отд. геол., 1953, № 5.
- Яншин А. Л., Гарецкий Р. Г., Наумова С. Н., Шлезингер А. Е.* О положении границы Русской платформы к востоку от Каспийского моря.— Бюл. МОИП, отд. геол., 1961, № 4.

ВНИГРИ
Ленинград

Статья поступила
31 мая 1977 г.

УДК 551.24+551.72/73(571.54)

Ю. П. БУТОВ

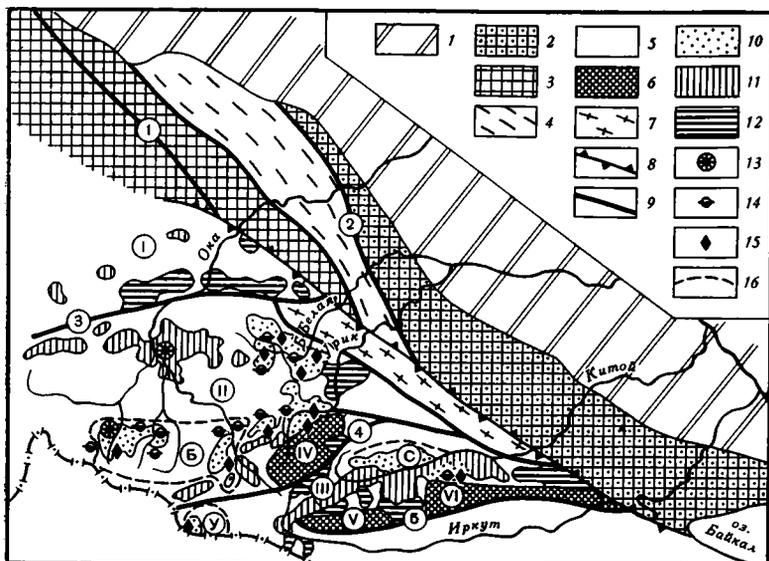
**ПРОБЛЕМА БАЙКАЛИД ЮГО-ВОСТОЧНОЙ
ЧАСТИ ВОСТОЧНОГО САЯНА**

Новые данные по стратиграфии и магматизму свидетельствуют, что завершение развития геосинклинали на всей рассматриваемой территории произошло после среднего кембрия в каледонский тектонический этап. Это не позволяет относить юго-восточную часть Восточного Саяна к тектоно-типам байкальских складчатых сооружений.

Юго-восточная часть Восточного Саяна является одной из трех тектонотипических местностей (Байкальская горная область, Восточный Саян и Енисейский кряж) байкальской эпохи складкообразования, выделенной Н. С. Шатским (1964). По концепции байкалид, рассматриваемая территория с начала позднего докембрия представляла собой жесткую антиклинорную структуру, проплавленную гранитами. В позднем докембрии — раннем палеозое преобладали восходящие движения. Активно развивавшиеся глубинные разломы контролировали формирование небольших наложенных впадин и интрузий гипербазитов, габброидов и гранитоидов. Позднедокембрийские терригенные толщи, накопившиеся севернее, в Присаянье и Прибайкалье, интерпретируются как орогенные комплексы пород, отражающие орогенный этап развития тектонотипов байкалид (Парфенов, 1967; Клитин и др., 1970; Клитин, 1975; Постельников, 1973). Значительное число исследователей включают юго-восточную часть Восточного Саяна в состав раннекаледонской складчатой области. Некоторые из них принимают представления о геантиклинальном характере развития региона в позднем докембрии — раннем палеозое (Беличенко, 1977), по существу поддерживая одно из важнейших положений сторонников байкалид. В ряде работ (Семихатов, Серебряков, 1967; Хоментовский, Шенфиль, 1976) доказывается, что в позднем докембрии — раннем кембрии в южном обрамлении Сибирской платформы осадконакопление происходило в крупных соединенных между собой бассейнах. Геантиклинальные зоны в их пределах, в том числе в юго-восточной части Восточного Саяна, занимали резко подчиненное значение. Верхнедокембрийские периферийные прогибы Сибирской платформы (Присаянье, Прибайкалье и др.) отнесены к миогеосинклинальным структурам.

Незначительная продуктивность многолетней дискуссии объясняется ограниченностью фактического материала, положенного в основу всех построений. Новые данные по стратиграфии юго-восточной части Восточного Саяна позволяют сделать следующий шаг в расшифровке истории развития региона.

Длительное время считалось, что кембрийские и тесно связанные с ними верхнедокембрийские отложения в юго-восточной части Восточного Саяна выполняют три небольших грабен-синклинория: Боксон-Сархойский, Ухагольский и Сагансайрский (рисунок). Их разрез представлен



Тектоническая схема позднего докембрия — раннего палеозоя юго-восточной части Восточного Саяна и юго-западной окраины Сибирской платформы

1 — платформенный чехол; 2—4 — краевое поднятие фундамента платформ: 2 — Шарыжалгайский выступ, 3 — Бирюсинская глыба (Агульско-Ийский блок), 4 — Урикско-Ийский грабен; 5 — геосинклинальные прогибы: Утхумский (I), Окинский (II), Ильчирский (III); 6 — внутригеосинклинальные поднятия (глыбы): Гарганское (IV), Хонголдойское (V), Шумаковское (VI); 7 — блок сильнометаморфизованных пород дискуссионного возраста (протерозой — палеозой) — Китойско-Бельская глыба (?); 8 — Саяно-Байкальский краевой шов; 9 — основные глубинные разломы: Бирюсинский (1), Точерский (2), Жомболокский (3), Китойский (4), Тункинский (5); 10—12 — выходы карбонатных пород: 10 — венда — кембрия, 11, 12 — нерасчлененные (протерозой — палеозой): 11 — слабометаморфизованные, 12 — мраморы; 13, 14 — участки находок остатков кембрийской фауны: 13 — до 1972 г., 14 — в 1972—1977 гг.; 15 — месторождения и проявления фосфоритов; 16 — традиционные контуры раннепалеозойских синклиналиев: Боксон-Сархойского (Б), Ухагольского (У), Сагансайрского (С)

тремя толщами (снизу вверх): вулканогенно-терригенной (сархойская свита и ее аналоги, 1500—4000 м), карбонатной (боксонская надсвита в составе забитской, табинзуртинской и хужиртайской свит и ее аналоги, до 3500 м) и терригенной (мангатгольская свита, 1500 м). Выше с размывом и резким угловым несогласием залегает пестроцветная моласса (сагансайрская свита и ее аналоги, до 1200 м). Выделение кембрия базируется на неоднократных сборах археоциат и трилобитов боградского и предположительно санаштыкгольского горизонтов нижнего кембрия на небольшом (15 км²) участке выходов известняков хужиртайской свиты в бассейне р. Сархой (Додин, Журавлева, 1963; Волков и др., 1966; Семихатов, Серебряков, 1967). По микрофитолитам табинзуртинская свита датирована вендом — низами алданского века, а большая часть забитской и сархойская свита отнесены к рифею (Жабин, Степанова, 1974_{1, 2}). Однако выделение рифея оспаривается (Беличенко, 1977). Появление верхнерифейских форм и даже целых комплексов микрофитолитов в вендских отложениях сейчас установлено во многих районах (Хоментовский, 1974). Материал по микрофитолитам рассматриваемого региона очень ограничен, и его использование требует большой осторожности, что, на наш взгляд, недостаточно учитывается В. В. Жабиным и М. В. Степановой (1974₂). Возраст мангатгольской и сагансайрской свит определяется условно в интервале ранний — поздний кембрий (Ар-

сентябрь, Волколаков, 1964; Семихатов, Серебряков, 1967; Додин, Журавлева, 1963).

Считалось доказанным отсутствие венд-кембрийских отложений за пределами нижнепалеозойских синклиналий. Карбонатные и вулканогенно-терригенные толщи, метаморфизованные в условиях фации зеленых сланцев, повсеместно отнесены к среднему или верхнему протерозою (окинская, монгошинская, дибинская свиты), более глубоко измененные — к нижнему — среднему протерозою (иркутинская, ильчирская и другие свиты). Указанная датировка аргументируется единичными определениями абсолютного возраста пород и водорослей. В нескольких точках описано несогласное наложение пород верхнего докембрия — кембрия на протерозойские образования (Арсентьев, Волколаков, 1964; Додин и др., 1968).

Многочисленные находки кембрийской фауны, сделанные в 1972—1977 гг. (Бутов, Далматов, 1977), уточняя и детализируя представления предшественников, одновременно показали необходимость пересмотра многих устоявшихся положений. В первую очередь нужно отметить установление верхнего возрастного предела хужиртайской свиты. В слоях, венчающих ее стратотипический разрез по р. Хужиртай-Гол, обнаружены трилобиты и брахиоподы верхов алданского яруса (Бутов, Далматов, 1977). Аналогичный возрастной диапазон хужиртайская свита имеет в бассейне р. Хужиртай-Горхон, где, по мнению всех исследователей, находится ее наиболее полный разрез (Додин, Журавлева, 1963; Семихатов, Серебряков, 1967; Бутов, Далматов, 1977). Однако указания о нормальных стратиграфических взаимоотношениях хужиртайской и вышележащей мангатгольской свиты на обоих участках не подтвердились. Контакты оказались тектоническими, «срезающими» верхнюю часть разреза боксонской надсвиты. Более полный разрез последней вскрыт в излучине р. Забит. Здесь Ю. П. Бутов и Б. А. Далматов (1977) выделили две новые, фаунистически охарактеризованные карбонатные свиты: нюргатинскую мощностью до 950 м (ленский ярус) и хютенскую мощностью не менее 250 м (амгинский ярус). Фауна ленского и амгинского ярусов в юго-восточной части Восточного Саяна ранее была неизвестна. Органические остатки в верхней половине хютенской свиты пока не определены. Не исключено, что они относятся уже к майскому ярусу. Но и этот разрез боксонской надсвиты не является полным: хютенская свита в стратотипической местности слагает тектонический блок, не соприкасающийся с выходами пород мангатгольской свиты. Мелкие фрагменты трилобитов и брахиопод, найденные в линзе известняков мангатгольской свиты на левобережье р. Ямата, определить не удалось (Бутов, Далматов, 1977). Возможность некоторого наращивания разреза боксонской надсвиты почти исключает среднекембрийскую датировку даже для базальных горизонтов мангатгольской свиты. Большая часть ее разреза не может быть древнее верхнего кембрия — ордовика. Соответственно возраст сагансайрской свиты находится, по-видимому, в интервале ордовик — девон.

Остатки кембрийской фауны найдены также в карбонатных породах бассейнов рек Улзыта, Урик, Большая Белая (Бутов, Далматов, 1977), Ехэ-Шиигна, Хайт и Шумак, до этого относившихся к монгошинской свите верхнего протерозоя. На всех участках одновременно были выявлены проявления фосфоритов, часто высококачественных. С конца 1975 г. ведутся площадные поисковые работы с использованием значительных объемов бурения, поверхностных горных выработок и биостратиграфических исследований. Харанурское проявление по р. Урик уже переведено в ранг крупных месторождений. Доказано, что за пределами Боксон-Сархойского синклинария карбонатные отложения, синхронные боксонской надсвите, слагают не тектонические клинья среди протерозойских толщ, а представляют собой единую непрерывную полосу. Последняя

окаймляет Окинский синклиорий (Парфенов, 1967). Сейчас трудно сомневаться в принадлежности к венду — кембрию даже обширного поля карбонатных пород в окрестностях пос. Орлик, не затронутого исследованиями последних лет. Археациатоподобные образования по рекам Орлик и Хайт были отмечены Д. В. Титовым и О. П. Алексеевой еще в 1948 г. По р. Хайт кембрийский возраст горизонтов, из которых указанные исследователи отбирали проблематичные органические остатки, в 1977 г. подтвержден обильными сборами археоциат, трилобитов и брахиопод. Кембрийские отложения р. Хайт находятся в непосредственной близости от Главного Саянского разлома, по мнению многих исследователей, являющегося краевым швом Сибирской платформы (Берзин, 1967). Таким образом, к настоящему времени палеонтологически охарактеризованные венд-кембрийские карбонатные отложения протянуты практически непрерывно вкосте простирается складчатой зоны от границы МНР до Сибирской платформы (см. рисунок).

На широкое площадное распространение нижнепалеозойских образований в пределах складчатой зоны указывают находки кембрийской фауны в верховьях р. Шумак (Беличенко, 1977). До этого принадлежность к верхнему протерозою крупных полей карбонатных пород, слагающих центральную часть Ильчирского синклиория, не вызывала сомнений (Додин и др., 1968).

После 1972 г. в юго-восточной части Восточного Саяна площади выходов венд-кембрийских карбонатных толщ расширены почти в четыре раза, причем потенциальные возможности дальнейшего прироста площадей значительны.

Полный разрез верхнего докембрия — нижнего палеозоя вне традиционных контуров раннепалеозойских синклиориев пока не изучался. Предшественниками (Бузиков, 1964; Додин и др., 1968) доказывалось, что карбонатные отложения, в которых сейчас найдена кембрийская фауна, согласно (локально с незначительными перерывами) подстилаются мощными зеленосланцевыми вулканогенно-терригенными толщами (ильчирская, окинская, шумакская свиты). Наблюдений, противоречащих этим взглядам, нет. В основании венд-кембрийской карбонатной толщи отсутствует выдержанный горизонт конгломератов, который можно было бы рассматривать как показатель длительного размыва. Пестроцветная окраска, считающаяся характерной для сархойской свиты и ее аналогов, за пределами традиционных раннепалеозойских синклиориев не отмечается.

Заслуживает внимания латеральная направленность фациальных изменений палеонтологически охарактеризованных венд-кембрийских карбонатных отложений. В южном крыле Окинського синклиория, от р. Урик на востоке до р. Сархой на западе, резко доминируют доломиты, часто насыщенные остатками строматолитов, онколитов, нередко интенсивно окремненные. На близость береговой линии указывают бокситы и многочисленные линзы несортированных карбонатных конгломератобрекчий, однозначно интерпретируемых как образования скального побережья. Территория бассейнов рек Большая Белая и Хайт, непосредственно примыкавшая к краевым структурам Сибирской платформы, отличалась заметно меньшей минерализацией морских вод (преобладание известняков), удаленностью от крупных областей денудаций (отсутствие значительных масс грубообломочных пород), наличием действующих вулканических аппаратов (линзы вулканогенных пород) и рядом других признаков, характерных для открытого морского бассейна. Для Боксон-Сархойского синклиория установлена (Семихатов, Серебряков, 1967) значительная унаследованность конфигурации фациальных областей боксонского времени от позднесархойского этапа развития. Поэтому можно предполагать, что седиментация на территории северного крыла Окинського синклиория и в сархойское время происходила в более мо-

ристых условиях, неблагоприятных для сохранения красноцветной окраски.

Складчатые деформации раннепалеозойского структурного этажа разнообразны. На отдельных участках Боксон-Сархойского синклиналии отмечаются пологие структуры типа брахиантиклиналей и брахисинклиналей, блюдцеобразных впадин и синклинальных депрессий (Ильина, 1966), характерные для жестких срединных массивов. На остальной рассматриваемой территории такие структуры не известны (Додин и др., 1968; Бузиков, 1964₂). Повсеместно палеонтологически охарактеризованные венд-кембрийские карбонатные толщи смяты в складки с углом падения крыльев до 80°. Локально развиты асимметричные, изоклинальные и опрокинутые складки. Многочисленные разрывные нарушения сформировали сложную мозаично-блоковую структуру со значительными вертикальными и горизонтальными перемещениями тектонических блоков.

Своеобразие геологического строения юго-восточной части Восточного Саяна проявляется в тяготении интрузивных массивов к полям развития карбонатных отложений. Пересмотр возраста карбонатных толщ повлек кардинальные коррективы в датировке прорывающих их интрузий. На геологической карте Бурятской АССР м-ба 1 : 500 000, составление которой закончено в 1977 г. (руководители работы В. И. Давыдов и А. А. Малышев), В. П. Арсентьевым практически все интрузивные породы Восточного Саяна отнесены к палеозою. Протерозойские интрузии показаны только в районе Гарганской глыбы.

Экзоконтактовые воздействия палеозойских интрузий нередко охватывают большие площади, обуславливая значительную изменчивость метаморфизма венд-кембрийских карбонатных толщ. В южном крыле Окинского синклиналии, где мало интрузий, метаморфические изменения пород не выходят за пределы зеленосланцевой фации. Севернее, в бассейнах рек Большая Белая и Хайт, нередко отмечаются крупнокристаллические мраморы, широко развита тремолитизация. Принадлежность сильнометаморфизованных пород к кембрию доказана находками многочисленных археоциат (на поверхностях выветривания мраморов).

Несмотря на сложность и обширность нерешенных проблем, выдвинутых появлением новых материалов по стратиграфии юго-восточной части Восточного Саяна, некоторые принципиальные выводы можно сделать уже сейчас. Интенсивные складчатые движения с внедрением многочисленных интрузий, значительный метаморфизм заключительного этапа развития геосинклинали проявились на всей рассматриваемой территории после среднего кембрия. Время замыкания геосинклиналии пока определяется в широком интервале поздний кембрий — ордовик (предполагаемая датировка доорогенных отложений мангатгольской свиты) — девон (возможная датировка орогенных образований сагансайрской свиты). Принадлежность юго-восточной части Восточного Саяна к типичным каледонидам косвенно подтверждается широким развитием давно выделяемых здесь интрузий девонских гранитоидов.

По нашим реконструкциям, юго-восточная часть Восточного Саяна в венде — среднем кембрии представляла собой сложнодифференцированный геосинклиналии прогиб. Очертания основных структур определялись сетью глубинных разломов. Наиболее заметную роль играли Тункинский, Китойский, Жомболковский и Главный Саянский разломы (Парфенов, 1967). На их поднятых северных крыльях располагались островные дуги. Наиболее крупные поднятия островных дуг по тектоническому режиму приближались к срединным массивам (Гарганская, Хонголдойская, Шумацкая протерозойские глыбы, Шарыжалгайский выступ архея Сибирской платформы). Именно эти участки характеризуются пестроцветными окрасками вулканогенно-терригенных отложе-

ний, прибрежными фациями, крупными накоплениями бокситов, фосфоритов, гематитовых руд, слабым метаморфизмом, незначительными складчатыми деформациями. Область максимального прогибания тяготеет к Главному Саянскому разлому. Характер седиментации, складчатость, магматизм, метаморфизм были здесь типичными для геосинклиналей. Высокая интенсивность всех процессов привела к глубоким преобразованиям, создавшим видимость большой древности позднедокембрийских-раннепалеозойских толщ.

Интерпретация условий геологического развития тектонотипов байкалид косвенно может быть проверена, как указывал Н. С. Шатский, анализом синхронных образований сопредельных участков Сибирской платформы. Для южной части Сибирской платформы эту работу недавно выполнил Ю. К. Советов (1977). В Юго-Восточном Присяянье терригенные толщи позднего докембрия имеют скромные мощности (порядка 1000 м), значительно уступающие мощностям сархойской свиты (до 4000 м). «Основными поставщиками обломочного материала были непосредственно подстилающие сланцевые песчано-карбонатные толщи рифейского возраста» (Советов, 1977, стр. 202). Продукты размыва гранитогнейсовых массивов играют заметную роль только в самых верхах разреза, не превышая 10—15% от общего объема терригенных отложений. В течение всего рассматриваемого времени рельеф области денудации был низкогорным. Красноцветные породы, прослеживаемые в виде полосы вдоль юго-западной границы Сибирской платформы, характеризуют континентальные обстановки осадконакопления. Севернее существовал обширный мелководный морской бассейн, где гематит редуцировался в восстановительной среде. По существу в Присяянье нет никаких признаков непосредственной близости грандиозных горных сооружений, якобы обрамлявших Сибирскую платформу в позднем докембрии. Общее количество терригенного материала, поступившего с юго-западного направления, легко объяснимо умеренным устойчивым воздыманием краевого выступа платформы.

Юго-восточная часть Восточного Саяна — вторая тектонотипическая область, где новейшие материалы по стратиграфии свидетельствуют об отсутствии проявлений байкальской складчатости. Ранее аналогичный вывод был сделан нами (Бутов и др., 1974) для Байкальской горной области. Ввиду отсутствия в тектонотипах байкалид складчатых сооружений данного возраста целесообразно отказаться от дальнейшего использования терминов «байкалиды» и «байкальская складчатость» в качестве понятий планетарной значимости.

Литература

- Арсентьев В. П., Волколаков Ф. К. Кембрийские отложения Восточного Саяна.— В кн.: Геология СССР, т. XXXV, ч. 1. М., «Недра», 1964.
- Беличенко В. Г. Каледониды Байкальской горной области. Новосибирск, «Наука», 1977.
- Берзин Н. А. Зона Главного разлома Восточного Саяна. М., «Наука», 1967.
- Бузиков И. П. Стратиграфия и геохронология протерозоя Окинской и Китайской зон.— В кн.: Докембрий Восточного Саяна. М.—Л., «Наука», 1964.
- Бузиков И. П. Тектоника протерозойского структурного яруса Окинской и Китайской зон.— В кн.: Докембрий Восточного Саяна. М.—Л., «Наука», 1964.
- Бутов Ю. П., Занвилевич А. Н., Литвиновский Б. А. Проблема байкалид в свете новых данных по стратиграфии и магматизму центральной части Байкальской горной области.— Геотектоника, 1974, № 2.
- Бутов Ю. П., Далматов Б. А. Находки кембрийской фауны в юго-восточной части Восточного Саяна.— Геол. и геофизика, 1977, № 10.
- Волков Л. С., Далматов Б. А., Язмир М. М. Новые данные к стратиграфии хужиртайской свиты в Восточном Саяне.— В сб.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Бурятской АССР, вып. X. Улан-Удэ, 1966.
- Додин А. Л., Журавлева И. Т. Стратиграфия синийских и кембрийских отложений бассейна р. Сархой в Восточном Саяне.— Геол. и геофизика, 1963, № 6.
- Додин А. Л., Конилов А. З., Маньковский В. К., Тащиллов А. Ф. Стратиграфия докембрийских образований Восточного Саяна. М., «Недра», 1968.

- Жабин В. В., Степанова М. В.* Нижняя граница кембрия в районе Боксонского месторождения (Восточный Саян) по водорослям.— В сб.: Материалы по региональной геологии Сибири. Тр. СНИИГГИМС, вып. 173, Новосибирск, 1974₁.
- Жабин В. В., Степанова М. В.* Нижняя граница юдомия (венда) в районе Боксонского месторождения Восточного Саяна.— В сб.: Материалы по стратиграфии и палеонтологии Сибири. Тр. СНИИГГИМС, вып. 192, Новосибирск, 1974₂.
- Ильина Н. С.* Тектоника Боксон-Сархойского синклинория в Восточном Саяне.— В сб.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Бурятской АССР, вып. X. Улан-Удэ, 1966.
- Клитин К. А., Павлова Т. П., Постельников Е. С.* Байкалиды Юго-Восточной Сибири.— Тр. Геол. ин-та АН СССР, 1970, вып. 219.
- Клитин К. А.* Проблема байкальской складчатости в свете современных данных.— Геотектоника, 1975, № 4.
- Парфенов Л. М.* Основные черты докембрийской структуры Восточного Саяна. М., «Наука», 1967.
- Постельников Е. С.* Байкальский орогенез (на примере Енисейского кряжа).— Тр. Геол. ин-та АН СССР, 1973, вып. 243.
- Семихатов М. А., Серебряков С. Н.* Венд и нижний кембрий юго-восточной части Восточного Саяна.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1967, № 4.
- Советов Ю. К.* Верхнедокембрийские песчаники юго-запада Сибирской платформы.— Тр. Ин-та геол. и геофизики СО АН СССР, 1977, вып. 298.
- Хоментовский В. В.* Принципы выделения венда как системы палеозоя.— В кн.: Этюды по стратиграфии. М., «Наука», 1974.
- Хоментовский В. В., Шенфиль В. Ю.* К проблеме байкальской складчатости.— Геол. и геофизика, 1976, № 4.
- Шатский Н. С.* Избранные труды, т. II. М., «Наука», 1964.

Бурятское геологическое
управление, Улан-Удэ

Статья поступила
10 марта 1978 г.

УДК 551.222(234.851)

Р. Г. ЯЗЕВА

КОМПЛЕКС ПАРАЛЛЕЛЬНЫХ ДАЕК ПОЛЯРНОГО УРАЛА

Структурное положение комплекса параллельных даек диабазов и альбитофиров в офиолитовой ассоциации Войкарской зоны на восточном склоне Полярного Урала свидетельствует о внедрении жильных пород в сильно деформированные, «скупенные» гипербазиты, метагабброиды и кварцевые диориты. Весь комплекс пород претерпел повторную бластомилонитизацию и ультраметаморфизм амфиболитовой фации. Петрохимические и геохимические особенности жильных пород комплекса позволяют сопоставить с современными примитивными океаническими базальтами дайки, залегающие среди слабдеформированных спилитовых лав в северной части зоны. В остальных участках дайкового пояса признаки петрохимической и геохимической дифференциации проявились уже в самых ранних внедрениях, давших афировые диабазы. Строение и состав дайкового комплекса Войкарской зоны позволяют сделать вывод, что вулканические образования, сходные со спилит-кварцальбитофировыми контрастно дифференцированными, начинают свое формирование в коре океанического типа на фоне сжимающих дислокаций.

Взаимоотношения комплексов параллельных диабазовых даек с габбро, гипербазитами и плаггиогранитоидами офиолитовых ассоциаций, геотектонические условия внедрения даек еще во многом не ясны (Пейве и др., 1977). В связи с разработкой проекта «Офиолиты континентов и сравнимые с ними породы дна океанов» материалы по геологии конкретных комплексов, безусловно, будут важны при решении общих проблемных вопросов. Задачей выполненного исследования являлось установление формационной принадлежности и геотектонических условий внедрения вулканогенных пород Войкарской офиолитовой ассоциации на Полярном Урале. В связи с этим рассмотрены геологическая позиция, вещественный состав различных поколений субвулканических даек и лав, характер их метаморфизма.

Офиолитовая гипербазит-габбровая ассоциация Войкарской зоны на восточном склоне Полярного Урала известна как пример крупного краевого аллохтона древней коры океанического типа (Пейве, 1974; Савельев, 1974; Перфильев, 1977). В состав ассоциации входят пластины гипербазитов (массивы Пай-Ер и Рай-Из) общей протяженностью более 200 км, мощностью до 8 км и комплекс гетерогенных метагабброидов и амфиболитов, залегающий восточнее и выше по разрезу. Часть метагаббро переработана процессами палингено-метасоматической плаггиогранитизации. Поэтому мощность и ширина полосы метагабброидов в плане колеблется от первых сотен метров до 4—5 км. Далее к востоку породы офиолитовой ассоциации сменяются полосой интрузивных тоналитов, гранодиоритов и диоритов — компататов силур-девонских островодужных вулканических пород, завершающих разрез.

Ультраметаморфизм амфиболитовой фации и контактовый метаморфизм в связи с внедрением молодых тоналитовых интрузий затрудняют диагностику первичной природы метагабброидов и амфиболитов. Лишь детальное исследование позволило установить среди них наличие мета-

морфизованных вулканогенных пород, которые представлены комплексом параллельных диабазовых и альбитофировых даек, в меньшей мере — спилитовыми лавами (Язева, Нечухин, 1976; Язева, 1978).

СТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ, СТРОЕНИЕ И ПЕТРОГРАФИЯ ДАЙКОВОГО КОМПЛЕКСА

Зона, насыщенная параллельными диабазовыми дайками, прослежена в пределах Войкарской офиолитовой пластины с перерывами на расстоянии около 150 км. Ширина зоны колеблется в пределах 1—3 км. В состав комплекса параллельных даек входят диабазовые афириты, плагиоклаз-пироксеновые и мегафировые плагиоклазовые диабазовые порфириты, единичные дайки альбитофиров. Состав и структура даек, характер вмещающих пород, метаморфизм и степень дислоцированности не остаются постоянными на всем протяжении дайкового пояса. Они закономерно меняются по его простиранию, позволяя получить представление о геологии все более низких эрозионных срезов древней коры океанического типа.

На севере пояса (междуречье Малого Ханмея — Ханмей-шора) дайки представлены однородными, массивными диабазовыми афиритами и прорывают спилитовые лавы, сохраняющие местами подушечную отделимость. Мощность даек не превышает 0,5—1 м. Морфологически — это рой сближенных, но изолированных, параллельных и вертикальных жильных тел, составляющих не более 20% разреза. Метаморфизм вмещающих лав и даек соответствует зелено-сланцевой эпидот-актинолитовой субфации.

На крайнем юге пояса (разрезы по рекам Лагорта-Ю и Малая Лагорта) дайковый комплекс рассекает толщу смятых в складки и рассланцованных анортитовых и лабрадоровых габбро-амфиболитов, содержащих мелкие разбуржированные тела пироксенов и серпентинизированных гарцбургитов. Объем жильного материала в этой части дайкового пояса возрастает в отдельных участках разрезов до 100% (дайки в дайках). По р. Малая Лагорта, например, обнажается несколько эшелонированных пакетов даек шириной до 1 км. Внутри пакетов вмещающие породы представлены только редкими и мелкими (2—5 м) останцами апопироксеновых горнблендитов и габбро-амфиболитов. Юго-восточная периферия дайкового пояса здесь срезана интрузивным контактом тоналитового батолита, а дайки на расстоянии нескольких сотен метров от контакта ороговикованы. Помимо ороговикования первичные структуры и залегание даек местами полностью затушеваны метаморфизмом амфиболитовой фации (плагиоклаз № 50—55 + роговая обманка), плагиогранитизацией и последующим рассланцеванием.

Между этими двумя крайними точками геологическая ситуация также очень неоднородна. По р. Лагорта-Ю, в 20 км севернее описанного выше разреза, обнажается участок дайковой зоны, где минимально проявлены процессы позднего, «последайкового» динамометаморфизма. Пакет даек здесь имеет симметричное строение. В его центральной части шириной около 1,5 км дайки составляют до 100% разреза, а вмещающие породы представлены мелкими блоками серпентинизированных гарцбургитов. Периферические ореолы сближенных даек прослеживаются еще на 300—400 м, вмещают их массивные лабрадоровые габбро с субофитовой структурой и интенсивно дислоцированные полосчатые анортитовые метагабброиды. В дайках хорошо сохраняются реликты первичной структуры — афировой пилотакситовой у контактов и порфировой (уралит + плагиоклаз № 55—65) габбро-диабазовой в их центральных частях. Региональный метаморфизм амфиболитовой фации частично затушевывает первичный структурный рисунок и состав. Детальное изучение ориентировки закаленных контактов даек в этом разрезе

(Язева, 1978) позволило убедиться в том, что внедрение базальтовых расплавов происходило после смятия в складки и тектонического скупивания метагаббродов и начиналось вдоль одной системы трещин (20—30° СВ) в условиях устойчивого растяжения. На отдельных участках можно насчитать до 5—6 приоткрытий одной трещины. Мощность последовательно формирующихся в это время даек диабазовых афиритов примерно одинакова и составляет 4—5 м (равномерное растяжение). Однако этот режим не выдержан стабильно, и самые поздние порции расплава в пакете внедрялись уже по диагональным сколовым трещинам и в зоны дробления ранних генераций даек. Их становление происходило, таким образом, уже после прекращения растягивающих деформаций, в условиях сжатия.

По составу дайки, залечившие сколовые трещины, сначала не отличимы от ранних параллельных даек и представлены диабазовыми афиритами, а затем сменяются внедрениями плагиоклаз-пироксеновых и мегафировых плагиоклазовых порфиритов. В них в отличие от раскристаллизованных афиритов вкрапленники присутствуют во всем объеме жильных тел, что доказывает их интрателлурическую природу. Размер фенокристов плагиоклаза в мегафировых порфиритах достигает $1 \times 1,5$ см. Простираание порфиритовых даек, так же как и поздних афиритов, диагональное к простираанию пакета; падение вертикальное. Единичные кислые дайки представлены афировыми альбитофирами микролитовой структуры и полифировыми катаклазированными кварцевыми альбитофирами с гранофировой структурой основной ткани. Мощность их обычно составляет 5—10 см, редко 0,5—2 м. Часть альбитофирных расплавов внедрилась вдоль контактов самой поздней генерации афировых диабазов. Объем кислого материала в дайковом комплексе Полярного Урала не превышает 0,5% суммарного объема жильных тел.

Далее к северу от описанных разрезов рой параллельных даек афировых диабазов и альбитофиров на расстоянии около 30 км следятся среди полосчатых лабрадоровых габбро-амфиболитов и массивных субофиритовых габбро (долины рек Хойлы,левой и Правой Пай-Еры).

У северной оконечности гипербазитового массива Пай-Ер и на широте Рай-Из габбро-амфиболиты, вмещающие дайки, превращены в очковые бластомилониты и смяты в наклонные и пологие флексуобразные складки амплитудой до нескольких десятков метров. Азимуты простираания осей складок 50—60°, углы падения крыльев 20—25° с колебаниями от вертикальных до 5—10°. Осевые плоскости запрокинуты в сторону гипербазитового массива и в целом ориентированы согласно с региональным структурным планом. По габброидным бластомилонитам развиваются полосы агматитовых и послонных плагиомигматитов (разрез по р. Макар-Рузь), которые чередуются с обширными участками теневых гнейсовидных плагиомигматитов, где от офиолитового субстрата сохраняются лишь небольшие скиалиты (верховья рек Малой Харамотлоу и Енга-Ю). Валовый состав теневых плагиомигматитов соответствует меланократовым биотит-роговообманковым кварцевым диоритам. Плагиомигматиты содержат гомогенные ядра крупнозернистых лейкократовых кварцевых диоритов, линейность в которых не подчиняется региональному структурному плану и ориентирована поперечно (340—20°) к субширотному простираанию офиолитового комплекса в этом районе.

Среди плагиогранитизированных габбро-амфиболитов и в гнейсовидных кварцевых диоритах картируются рой параллельных метадиабазовых даек. Ширина зоны, насыщенной дайками, достигает здесь 1,5 км. Мощность отдельных тел колеблется от 10—15 см до 1,5—2 м. Они слагают от 20 до 50% объема разрезов. Геологическая позиция (на простираании зоны параллельных даек, описанных выше), химический состав и реликты первичных структурно-текстурных особенностей позволяют считать рой даек среди плагиогранитизированных габбро-амфибо-

литов и описанные выше дайки частью единого дайкового комплекса (Язева, 1978). Метадиабазовые дайки совместно с плагиогранитизированными габбро-амфиболитами пересечены зонами более поздней бластомилонитизации и пластичного течения, ширина которых колеблется от нескольких метров до 500 м и более. Дайки в этих зонах пластично изогнуты, разлинзованы, в них образуется тонкая сегрегационная полосчатость, полностью утрачиваются реликты диабазовой структуры, происходит наложение минеральных агрегатов инъекционной и метасоматической кварц-андезиновой лейкосомы (эффект Седерхольма).

Таким образом, в пределах Войкарской офиолитовой пластины с юго-запада на северо-восток обнажаются все более высокие горизонты раннегеосинклинального дайкового комплекса и соответственно все более высокие сечения разреза древней коры океанического типа. В этом направлении по простиранию зоны параллельных даек закономерно меняются состав, дислоцированность и характер метаморфизма вмещающих пород. Интенсивно дислоцированные анортитовые и лабрадоровые габбро-амфиболиты с будинами серпентинизированных гарцбургитов сменяются массивными и толосчатыми лабрадоровыми габбро-амфиболитами с зонами смятых бластомилонитов, затем — плагиомигматитами по бластомилонитам и, наконец, слабодислоцированными зеленокаменными спилитовыми лавами. В этом же направлении уменьшается объем, петрографическое разнообразие и кристалличность дайкового материала.

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ДАЕК

Общими петрохимическими особенностями жильных пород раннегеосинклинального дайкового комплекса Войкарской зоны являются экстремально низкие содержания K_2O , преобладание среди базитов низкоглиноземистых и в сравнении с вмещающими метагабброидами и вышележащими базальтовыми порфиритами островной дуги относительно высокотитанистых разностей с повышенным содержанием суммарного железа (табл. 1). Содержания K_2O обычно составляют менее 0,1—0,2%, достигая 0,8% исключительно за счет метасоматического биотита при плагиогранитизации, реже — за счет калишпатизации в

Таблица 1

Составы даек и вмещающих пород дайкового комплекса

Оксиды	ВС-873	х-16	ВС-1049	ВС-1022	ВС-1003	ВС-53	ВС-55	ВС-823	ВС-56	ВС-790	ВС-802	ВС-82	ВС-810	ВС-350
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO ₂	49,8	49,88	45,5	50,2	48,7	47,1	51,46	47,3	49,0	49,7	47,6	69,7	74,1	49,6
TiO ₂	1,88	2,0	1,21	0,58	0,50	1,0	0,58	0,52	0,50	0,9	1,64	0,17	0,28	1,04
Al ₂ O ₃	14,6	14,99	17,62	16,8	20,55	16,3	12,34	17,2	20,65	15,7	14,7	13,7	12,4	16,9
Fe ₂ O ₃	6,01	8,43	3,27	1,92	3,0	2,3	3,83	0,91	3,1	2,37	2,2	0,84	1,44	2,25
FeO	6,84	4,88	7,42	7,22	8,92	9,02	6,75	6,46	8,62	10,3	12,6	4,81	4,06	8,99
MnO	0,19	0,06	0,17	0,09	0,22	0,09	0,09	0,09	0,2	0,2	0,18	0,11	0,05	0,25
MgO	5,66	6,59	6,93	8,04	3,89	7,78	9,59	11,2	4,0	9,36	6,23	0,62	0,35	5,36
CaO	9,12	7,63	10,22	9,41	9,81	10,7	9,80	11,6	9,55	10,1	8,2	3,35	1,04	8,73
Na ₂ O	2,8	3,38	1,98	2,86	2,36	2,24	3,26	1,5	2,42	2,17	3,24	3,8	5,28	3,36
K ₂ O	0,12	0,4	0,65	0,38	0,19	0,11	0,04	0,05	0,15	0,49	0,27	0,21	0,2	0,24
P ₂ O ₅	0,16	0,14	0,59	0,19	0,39	0,01	0,13	0,05	0,2	0,16	0,53	0,12	0,02	0,32
п. п. п	3,03	1,78	2,76	1,52	1,4	2,76	1,73	2,39	1,42	2,13	1,66	2,50	0,44	2,64

Примечание. 1—2 — спилитовые лавы (1) и диабазовые дайки (2) р. Малого Ханмея; 3—4 — ранняя (3) и поздняя (4) генерации даек р. Макара-Рузь; 5 — метадиабазы Малой Хараматолоу; 6—9 — дайки р. Лагорты-Ю: ранняя (6), промежуточная (7) и поздняя (8) генерации афиритов, плагиоклазовые мегафирмы (9); 10—11 — афировые диабазы (10) и плагиоклаз-пироксеновые порфириты Малой Лагорты (11); 12 — кварцевый дайковый порфирит, р. Кэр-шор; 13 — афировый альбитофир, р. Малая Лагорта; 14 — амфиболовое габбро офитовой структуры, р. Хойла.

экзоконтакте тоналитового батолита. По соотношениям щелочей, железа, магния (рис. 1) диабазы комплекса параллельных даек принадлежат к толеитовым базальтам. По нормативному составу среди них есть разности, отвечающие как кварцевым, так и оливиновым толеитам (рис. 2).

Кислый жильный материал дайкового комплекса петрохимически отвечает натриевым плагиолипаритам и дацитовым порфиритам.

Несмотря на кажущуюся петрографическую однородность в диабазах устанавливаются региональные изменения химизма по простиранию дайковой зоны и во времени (в различных генерациях даек афиритов, между диабазовыми афиритами и порфиритами). Так, на крайнем севере района, в бассейне р. Малого Ханмея афиритовые диабазовые дайки и вмещающие их спилитовые лавы характеризуются максимально высо-

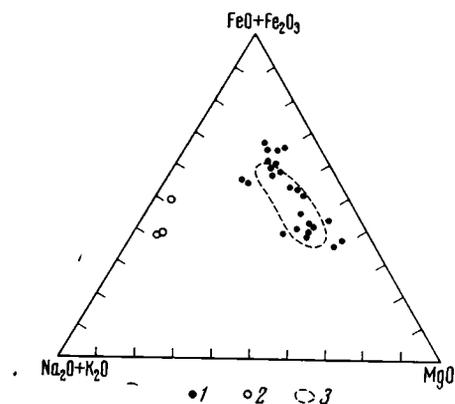


Рис. 1

Рис. 1. Диаграмма АФМ для комплекса параллельных даек Войкарской зоны 1 — диабазы; 2 — альбитофиры; 3 — поле составов базальтов Срединно-Атлантического хребта (Бонатти и др., 1973)

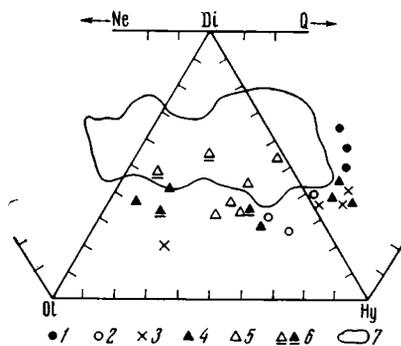


Рис. 2

Рис. 2. Диаграмма нормативного состава диабазов дайкового комплекса Войкарской зоны 1—5 — афиритовые диабазы: 1 — бассейн р. М. Ханмей; 2 — р. Макара-Пузь, 3 — р. М. Хараматалоу, 4 — р. Лагорта-Ю, 5 — р. М. Лагорта; 6 — диабазовые пироксеновые порфириты, 7 — поле составов базальтов Срединно-Атлантического хребта на 45° с. ш. (Аументо и др., 1973)

кими для района содержаниями TiO_2 (1,8—2%) и суммарного железа (более 10—12%). Они относятся к кварцевым толеитам с составом, близким к котектическому при низких давлениях нагрузки (рис. 2, 3). В крайних южных разрезах преобладают умеренно титановые разности диабазовых афиритов (0,6—0,7% TiO_2). Состав разных поколений даек изучен на примере наименее метаморфизованной части дайковой зоны по р. Лагорта-Ю (см. табл. 1, 2). Все дайки по составу соответствуют здесь котектическим оливиновым толеитам. В поздних порциях жильного материала постепенно понижаются содержания титана, железа, ванадия, возрастают содержания окиси магния и ряда элементов-примесей (хрома, никеля, циркония). Для всех поколений даек характерны низкие содержания La, Y, Ba.

Самые молодые базитовые дайки в пакете (диабазовые порфириты) относятся к тому же типу базальтов, что и афириты. Порфириты с обильными фенокристами пироксена характеризуются более высокими содержаниями титана (до 1,6%), железа и магния, а на котектической диаграмме (см. рис. 3) попадают в поле фемических (оливин-пироксеновых) кумулятов. Они содержат до 40% нормативного оливина. С дру-

гой стороны, дайки мегафировых плагиоклазовых порфиритов и некоторые амфиболитизированные метадиабазы р. Малой Хараматолоу выделяются высокой глиноземистостью (20—21% Al_2O_3), низкими содержаниями окиси магния и двуокиси титана, наличием модалного плагиоклаза высокой основности (№ 80—90), что характерно для плагиоклазовых кумулятов (см. рис. 3).

По содержаниям Co (25—60 г/т) и V (150—300 г/т) в диабазовых региональных вариациях не устанавливается, Cr и Ni распределены неравномерно.

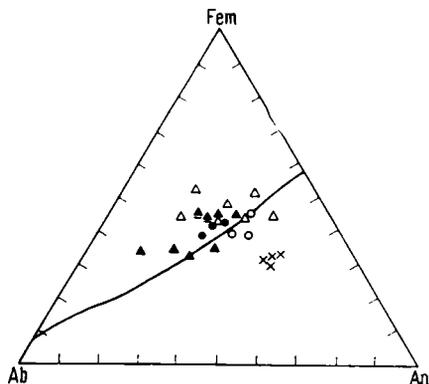


Рис. 3

Рис. 3. Котектическая диаграмма фемические минералы — альбит-анортит и составы диабазов дайкового комплекса Войкарской зоны
Усл. обозн. см. рис. 1

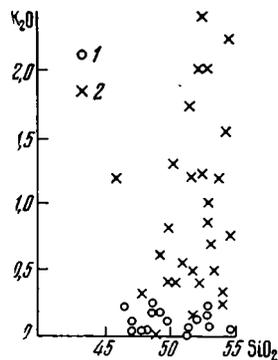


Рис. 4

Рис. 4. Вариации содержаний окиси калия в диабазовых комплексах параллельных даек (1) и базальтовых порфиритах (2) Войкарской зоны

номернее. Максимальные их концентрации (450—200 и 100—150 г/т соответственно) устанавливаются в низкотитанистых диабазовых пор. Лагорта-Ю, минимальные (10—50 г/т) — в наиболее высокотитанистых спилитовых лавах и дайках северной части района и в высокоглиноземистых плагиоклазовых мегафировых. Эти вариации определяются с одной стороны степенью дифференцированности базальтового расплава, а с другой — геологической обстановкой. Дайки, внедрившиеся в гипербазиты (р. Лагорта-Ю), оказываются обогащенными никелем и хромом.

Очень показательны одинаково низкие содержания Rb, Sr и TR как в кислых, так и в основных породах комплекса параллельных даек

Таблица 2

Содержание элементов-примесей в различных поколениях даек Лагорта-Ю (г/т)

Элементы	1	2	3	4	5
Cr	32	232	410	12	21
Ni	35	196	200	20	6
Co	44	47	47	32	5
V	250	211	210	150	44
Zr	67	58	363	не опр.	не опр.
La	11	7	6	»	»
Ba	50	36	35	»	150
Y	20	17	18	»	не опр.

Примечание. 1 — ранняя генерация диабазовых афиров; 2 — промежуточная генерация; 3 — поздняя генерация; 4 — плагиоклазовые мегафиров; 5 — альбитофиров.

Таблица 3

Содержания Rb, Sr и TR+Y в базальтоидах и альбитофирах
Войкарской зоны (г/т)

Элементы	1 (6)	2 (2)	3 (2)	4 (2)	5
Rb	Не обн.	Не обн.	3—5	3	0,4—6
Sr	88—126	170—273	209—222	501—509	85—175
TR+Y	20,4	Не опр.	13,6	Не опр.	35,89

Примечание. 1 — диабазовые афириты; 2 — пироксеновые диабазовые порфириды; 3 — альбитофиры; 4 — базальтовые порфириды р. Манюку-Ю; 5 — океанические толеиты (Харт, 1973; Шиллинг, 1973); в скобках — количество проб

(табл. 3). Определения выполнены рентгено-флуоресцентным методом на VPA-2 (Rb и Sr) и методом разделительной хроматографии на бумаге (редкоземельные элементы).

Во многих разрезах дайкового комплекса Войкарской зоны присутствуют дайки молодых базальтовых и андезито-базальтовых порфиритов. Они представляют собой корневые фации аналогичных по составу лав и туфов, образующих мощные накопления выше по разрезу (бассейн р. Манюку-Ю). Помимо кайнотипного облика они отличаются от раннегеосинклинальных жильных диабазов повышенными содержаниями K_2O (рис. 4), Sr (табл. 3) и более низкими содержаниями Ni и Co.

Петрохимические и геохимические данные свидетельствуют о дифференцированности состава базитов полярноуральского дайкового комплекса. Она проявилась уже во внешне однородных диабазовых афиритах, усиливается в поздних внедрениях порфировых диабазов, имеющих, по-видимому, кумулятивную природу, и завершается появлением небольших количеств кремнекислых дифференциатов.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Обобщая данные по геологической позиции раннегеосинклинального дайкового комплекса Войкарской зоны, надо отметить, что взаимоотношения даек с вмещающими габбро и плагиогранитоидами неоднозначны, как и в большинстве офиолитовых ассоциаций, содержащих параллельные дайки. Диабазы Войкарской зоны моложе сложностроенных анортитовых метагаббро и бластомилонитов по лабрадорovým габбро-амфиболитам. В то же время субофитовые амфиболовые габбро содержат как ороговикованные ксенолиты, так и дайки афиритовых диабазов, петрохимически идентичны с последними (см. табл. 1), что свидетельствует об их близости во времени и комагматизме.

Геологические взаимоотношения метадиабазовых даек и гетерогенных плагиогранитоидов заставляют предполагать, что часть последних образовалась до внедрения этих даек, т. е. в коре океанического типа. Помимо геологических наблюдений, описанных выше, убедительным подтверждением принадлежности «додайковых» гнейсовидных плагиогранитоидов к образованиям океанической коры являются полученные нами данные по содержанию в них редкоземельных элементов. Суммарные содержания редких земель в «додайковых» гнейсовидных кварцевых диоритах (16—25 г/т) и соотношения легких и тяжелых лантаноидов в их составе максимально близки к хондритовым и практически совпадают с аналогичными данными по перидотитам дунит-гарцбургитовой формации Полярного Урала (Балашов, Туранская, 1962). В более молодых палингенных плагиогранитоидах и особенно в интрузивных тоналитах данного района содержания редких земель резко повышаются до 95 г/т.

Аналогичные взаимоотношения ранних кислых интрузивных пород мантийного происхождения и параллельных диабазовых даек описаны для офиолитовых комплексов Троодоса (Мурс, Вайн, 1973), Орегона (Тайер, 1977) и Ньюфаундлендских Аппалачей (Upadhyay et al., 1971), где корневые части дайковых пакетов секут кварцевые диориты «нижнего плутонического комплекса». Кварцевые диориты Войкарской зоны, вмещающие амфиболитизированные параллельные дайки метадиабазов, петрографически и петрохимически тождественны «океаническим плагиогранитам» Троодоса (Coleman, Peterman, 1975) и кислым магматическим породам, поднятым в экваториальной части, на 45 и на 24° с. ш. Срединно-Атлантического хребта (Аументо и др., 1973; Бонатти и др., 1973; Myashira et al., 1970) и вблизи Японских островов (Ishizaka, Jana-

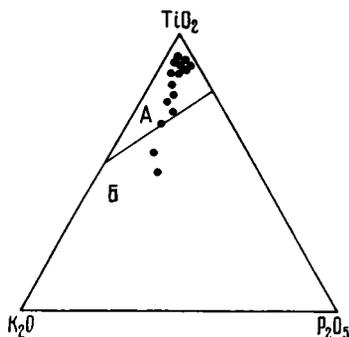


Рис. 5. Диаграмма TiO_2 — K_2O — P_2O_5 для диабазов комплекса параллельных даек Войкарской зоны. А — поле океанических базальтов, Б — поле неокеанических базальтов (по Pearce et al., 1975)

gi, 1975). Материалы драгировок свидетельствуют, что в пределах срединно-океанических хребтов и поднятий возможно присутствие не только кислых пород натриевого ряда, но отмечены даже проявления калиевой гранитизации (Силантьев, 1976; Engel, Fisher, 1975) иньекционного и метасоматического типа.

Таким образом, образования древней океанической коры, вмещающие дайковый комплекс Войкарской зоны, характеризуются высокой степенью дислоцированности, ультраметаморфизмом амфиболитовой фации и представлены непрерывным рядом пород от ультрабазитов до гнейсовидных кварцевых диоритов. В этом отношении полярноуральский дайковый комплекс резко отличен от сходного морфологически мугоджарского (Иванов и др., 1973; Кориневский, 1976). Для мугоджарских даек убедительно доказывается формирование в палеотектонической обстановке растяжения слабдеформированной коры океанического типа. Дайковый комплекс Мугоджар по петрохимическим и геохимическим данным сопоставим с подушечными лавами недифференцированной спилит-диабазовой формации, самой ранней в эвгеосинклинальном разрезе Урала, и с современными океаническими толеитами (Энгель, Энгель, 1968; Bebie, 1972).

Результаты изучения вещественного состава раннегеосинклинальных основных вулканитов Полярного Урала позволяют сопоставить с примитивными океаническими толеитами только спилитовые лавы и дайки бассейна р. Малого Ханмея. Слабая дислоцированность их, зеленокаменный метаморфизм в отличие от ультраметаморфизма и бластомилонитизации дайкового комплекса более южных районов позволяют предположить, что дайки и спилитовые лавы р. Малого Ханмея, по-видимому, представляют собой фрагменты океанического лавового плаща («верхние лавы»), формировавшегося на глубоко метаморфизованных и дислоцированных образованиях океанической коры.

Дайки южных и центральных разрезов Войкарской зоны, равно как и сходные с ними дайковые комплексы Троодоса, Сирии, Ньюфаундленда (Church, Coish, 1976), сохраняя ряд особенностей примитивных ба-

зальтов (рис. 1, 5), отличаются от последних более умеренными содержаниями титана и суммарного железа, относительной лейкократовостью, наличием кумулятов и кремнекислых дифференциатов. В этом отношении они сопоставимы с эффузивами более поздней из раннегеосинклинальных вулканических формаций — спилит-кварцальбитофировой. Канадские авторы петрохимическую неоднородность диабазов дайковых комплексов объясняют различной глубиной выплавки самостоятельных базальтовых магм. Данные по дайковому комплексу Полярного Урала свидетельствуют скорее об едином источнике жильного материала, что подтверждается закономерными вариациями элементов-примесей в различных поколениях даек и равномерно низкими содержаниями «некогерентных» элементов (K, Rb, TR, Y и др.).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Диабазы комплекса параллельных даек, входящие в состав офиолитовой ассоциации Войкарской зоны на Полярном Урале, неоднородны петрохимически. С современными примитивными океаническими толеитами хорошо сопоставляется лишь часть их, залегающая среди слабодислоцированных спилитовых лав северной части зоны. В остальных участках дайкового пояса уже в самых ранних афировых диабазах проявлены признаки петрохимической и геохимической дифференциации. Поздние внедрения представлены меланократовыми и лейкократовыми кумулятами (диабазовыми порфиритами) и редкими дайками альбитофиров. Вмещающими породами для дифференцированной части дайкового комплекса являются сложнорасположенные анортитовые габброиды с будинами серпентинизированных пипербазитов и пироксенитов, смятые в складки бластомилониты габбрового состава, гнейсовидные плагиогранитоиды (кварцевые диориты), т. е. породы офиолитовой ассоциации, уже претерпевшие скучивание и метаморфизм амфиболитовой фации. В то же время внутренняя структура пакетов даек свидетельствует о том, что внедрение базальтовых расплавов, по крайней мере на первых этапах, происходило в условиях устойчивого растяжения, которое вновь сменилось сжатием к моменту внедрения поздних дифференциатов. Строение и состав изученного раннегеосинклинального дайкового комплекса позволяют сделать вывод, что субвулканиты, сходные со спилит-кварцальбитофировым формационным типом, начинают свое формирование в коре океанического типа на фоне сжимающих дислокаций.

Литература

- Аументо Ф., Ланкаревич Б. Д. и Росс Д. И. Геология Срединно-Атлантического хребта (профиль Гудзон, 45° с. ш.) — В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. «Мир», М., 1973.
- Балашов Ю. А., Туранская Н. В. Редкоземельные элементы в перидотите Полярного Урала. — Геохимия, 1962, № 4.
- Бонатти Э., Гончорев Х., Феррара Г. Перидотит-габбро-базальтовый комплекс экваториальной части Срединно-Атлантического хребта. — В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. «Мир», М., 1973.
- Иванов С. Н., Кориневский В. Г., Белянина Г. П. Реликты рифтовой океанической долины на Урале. — Докл. АН СССР, 1973, т. 211, № 4.
- Кориневский В. Г. Раннегеосинклинальный дайковый комплекс Мугуджар. — Тр. Ильменского гос. заповедника, 1976, вып. 15.
- Мурс Э. М., Вайн Ф. Др. Массив Троодос на Кипре и другие офиолиты как древняя океаническая кора. — В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. «Мир», М., 1973.
- Пейве А. В. Офиолиты и земная кора. — Природа, 1974, № 2.
- Пейве А. В., Богданов Н. А., Книппер А. Л., Перфильев А. С. Офиолиты: современное состояние и задачи исследования. — Геотектоника, 1977, № 6.
- Перфильев А. С. Формирование земной коры Уральской эвгеосинклинали. Автореф. докт. дис. ГИН АН СССР, М., 1977.
- Савельев А. А. Геология и хромитоносность гипербазитов Войкаро-Сынинского массива

- (Полярный Урал). Автореф. канд. дис. Институт геологии и геохимии, Свердловск, 1974.
- Силантьев С. А.* Признаки гранитизации эпидотовых амфиболитов в Атлантическом океане.— Докл. АН СССР, 1976, т. 230, № 4.
- Тайер Т. П.* Некоторые аспекты структурного положения серии параллельных даек в офиолитовых комплексах.— Геотектоника, 1977, № 6.
- Харт С. Р.* Содержание K, Rb, Cs, Sr, Ba и отношение изотопов Sr в базальтах океанического дна.— В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. «Мир», М., 1973.
- Шиллинг Дж.-Г.* Эволюция морского дна на основе данных по геохимии редкоземельных элементов.— В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. «Мир», М., 1973.
- Энгель А. Е. Д., Энгель Ц. Г.* Горные породы ложа океана.— В кн.: Основные проблемы океанологии. «Наука», М., 1968.
- Язева Р. Г., Нечеухин В. М.* О структурном соотношении и оценке потенциальной рудоносности комплексов эвгеосинклинального разреза на примере Войкарской зоны на Полярном Урале.— Ежегодник Ин-та геологии и геохимии Уральского научного центра. Свердловск, 1976.
- Язева Р. Г.* О проявлениях инициального вулканизма в основании эвгеосинклинального разреза (на примере Войкарского района на Полярном Урале).— Тр. Ин-та геологии и геохимии Уральского науч. центра АН СССР, 1978, вып. 134.
- Aumento F.* Diorites from the Mid-Atlantic Ridge.— Science, N. G. 1969, No. 165.
- Bebien J.* Teneurs en TiO_2 des roches volcaniques comparison des volcanismes actuel et ophiolitique.— Acad. Sci. 1972, D 275, No. 18.
- Church W. R., Coish R. A.* Oceanic versus island arc origin of ophiolites.— Earth and Planet. Sci. Lett., 1976, No. 31.
- Coleman R. G., Peterman Z. E.* Oceanic plagiogranite.— J. Geophys. Res., 1975, v. 80, No. 8.
- Engel C. G., Fisher R. L.* Granitic to ultramafic rock complex of the Indian Ocean ridge system, western Indian Ocean.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1975, v. 86, No. 11.
- Ishizaka K., Yanagi T.* Occurrence of oceanic plagiogranites in the older tectonic zone, Southwest Japan.— Earth and Planet. Sci. Lett., 1975, v. 27, No. 3.
- Myashiro A., Shido E., Ewing M.* Crystallization and differentiation of abyssal tholeiites and gabbros from Mid-oceanic ridges.— Earth and Planet. Sci. Lett., 1970, v. 7, No. 4.
- Pearce T. H., Gorman B. E., Birkett T. C.* The TiO_2 — K_2O — P_2O_5 diagramm: a method of discriminating between oceanic and nonoceanic basalts.— Earth and Planet. Sci. Lett., 1975, No. 24.
- Upadhyaya H. D., Dewey J. F., Neale E. R. W.* The Betts Cove ophiolite complex Newfoundland: Appalachians oceanic crust and mantle.— Geol. Assoc. Canada, Proc., 1971, v. 24.

Институт геологии и
геохимии, Свердловск

Статья поступила
1 февраля 1978 г.

УДК 551.24+551.26(497)

Е. ДИМИТРОВА, И. ЯНЕВ, Д. БАХНЕВА**РАЗМЕЩЕНИЕ МАГМАТИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ
КАРПАТО-БАЛКАНСКОЙ ОБЛАСТИ
В СВЯЗИ С ЕЕ ТЕКТОНИЧЕСКИМ РАЗВИТИЕМ**

Изложена классификация фанерозойских магматических формаций Карпато-Балканской области, построенная на основе эндогенных режимов В. В. Белоусова. Классификация отражает трехстадийную тектоно-магматическую эволюцию региона (стадии компенсированного прогибания, инверсионная и орогенная). Рассмотрены особенности пространственного размещения различных типов магматических формаций в различных структурных элементах в палеотектонических реконструкциях в свете гипотезы новой глобальной тектоники.

Работа по составлению карты магматических формаций Карпато-Балканской области в масштабе 1 : 1 000 000¹ выдвинула некоторые вопросы, касающиеся развития магматизма и его связи с тектоникой, которые являются дискуссионными и требуют более широкого обсуждения.

**О КЛАССИФИКАЦИИ МАГМАТИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ
КАРПАТО-БАЛКАНСКОЙ ОБЛАСТИ**

Магматическая формация понимается авторами в смысле «абстрактной формации» Ю. А. Кузнецова (1964), тогда как магматический комплекс соответствует «конкретной формации» и представляет региональное проявление данной магматической формации, зафиксированное во времени и пространстве. Формация рассматривается как более крупная ассоциация магматических пород, объединяющая одну или несколько петрохимических серий, которые образовались в сходной геолого-структурной обстановке.

В качестве основных критериев для выделения магматических формаций приняты состав пород и геологическая обстановка их формирования (Москалева, 1971; Карта магматических формаций СССР..., 1971). Название формаций определяется преобладающими породами, перечисленными по порядку возрастающей кислотности и щелочности.

Классификация магматических формаций (табл. 1) построена на основе эндогенных режимов В. В. Белоусова (1975) и охватывает преимущественно фанерозойское развитие Карпато-Балканской области. Из-за недостаточных данных тектоническая позиция некоторых магматических формаций (гранит-мигматитовая и ультрамафитовая альпипотипная) не выяснена в полной мере. Обращает на себя внимание приуроченность этих формаций (рис. 1) как к кристаллическим ядрам срединных массивов (Паннонский, Сербо-Македонский, Родопский), так и к наложенным на них древним (рифейским?) геосинклинальным проги-

¹ Редакторы: Е. Димитрова, И. Янев, Д. Бахнева и по странам: Болгария — Е. Димитрова, И. Янев, Д. Бахнева, Б. Маврудчиев, Б. Каменов; Венгрия — И. Билик; Польша — Т. Визер; Румыния — С. Пельци, Т. Берза; СССР — Э. А. Лазаренко, О. А. Малыгина; Чехословакия — Л. Снопко в сотрудничестве с Ш. Баяником, И. Форгачом, Я. Илавским, А. Лексом, М. Магелем и И. Возаром; Югославия — С. Карамата.

Таблица 1

Классификация магматических формаций

Эндогенные режимы :			Эффузивные формации					Интрузивные формации							
класс режимов	режим	стадия развития	области развития *	индексы	формации	тектоно-магматические циклы			индексы	формации	тектоно-магматические циклы				
						докембрийские	каледоно-герцинский	альпийский			докембрийские	каледоно-герцинский	альпийский		
								мезозойский					кайнозойский	мезозойский	кайнозойский
возраст комплексов **						возраст комплексов **									
Геосинклиальный	Миогеосинклиальный	Компенсированного прогиба	Складчатая система	<i>of</i> <i>sk</i> <i>d</i>	Офиолитовая группа Спилит-кератофировая Спилит-диабазовая	$P \in$	Pz Pz	$T_2 - Cr_1$ Cr_1	gl	Габбро - лейкогранитовая Ультрамафитовая альпинотипная	$P \in$ $Pc \dots$	Pz_1 Mz	$J \dots$		
			Срединный массив												$T - Cr_1$
	Инверсионная	Складчатая система	<i>tl</i> <i>ba</i>	Трахибазальт-латитовая Базальт-андезитовая		Cr_2 $Cr_2 \dots$		g gd	Гранит-мигматитовая Гранодиорит - гранитовая	$P \in - Mz$ Pz	Pz_{1-2} Pz	$J_3 - Cr_1$			
		Срединный массив	<i>ar</i> <i>br</i> <i>b</i> <i>a</i>	Андезит-риолитовая Базальт-латит - риолитовая Базальт-базанитовая Андезитовая		Cr_2	$C - T$	as	Щелочно - габбро-снитовая		Pz	$J - Cr_1$			
Орогенный	Эпигеосинклиальный		Складчатая система	<i>br</i> <i>b</i> <i>a</i>	Базальт-латит - риолитовая Базальт-базанитовая Андезитовая		$C - T$	$N_2 - Q$ Pg_{2-3}	dg	Диорит - гранодиоритовая Габбро - монцосиенитовая			N_{1-2}		
			Срединный массив	<i>al</i> <i>r</i>										Андезит-латит-риолитовая Риолитовая	Pz

* Только для фанерозоя.

** $P \in$ — докембрий, Pz — палеозой, C — карбон, P — пермь, Mz — мезозой, T — триас, J — юра, Cr — мел, Pg — палеоген, N — неоген, Q — кватернер, $Pc - Mz$ — неустановленный возраст.

Магматические формации

Формация	Петрографический состав и химизм	Геолого-структурная характеристика	Металлогеническая специализация	Область распространения комплексов
1	2	3	4	5
I. Стадия компенсированного прогибания геосинклинального режима				
Спилит - диабазовая (d) Спилит - кератофировая (sk) Офиолитовая группа (of)	Диабазы (спилиты), реже порфириты, кератофиры, кварцевые порфиры (только в Стара-Планине), габбровые и серпентинитовые линзы; Са-щелочные с наложенным Na-метасоматозом	Подводный вулканизм с преобладанием пирокластитов; сочетается с глинистыми и флишоидными осадками; интенсивный зеленосланцевый метаморфизм	Fe, Ti, Mn (Pb, Zn, Cu)?	PE — интерниды Зап. и Южн. Карпат (?), Апусени (?), Сербо-Македонский массив, Крайштиды; Pz — интерниды Зап., Вост. и Южн. (?) Карпат, Апусени (?), Сев. Добруджа (?), Стара-Планина, Зап. и Вост. Среднегорье; T ₂ — интерниды Зап. (Бюкк) и Вост. Карпат. Сев. Добруджа, Предбалкан J—C ₁ — интерниды и экстерниды Зап. (Бюкк) и Южн. Карпат, зоны Муреш и Мечек, Среднегорье (Странджа?), Вост. Родопы PE — интерниды Южн. Карпат (?), Крайштиды; Pz — Апусени (?), интерниды Южн. Карпат (?), Сев. Добруджа (?), Стара-Планина, Крайштиды T ₂ — интерниды Зап. Карпат (Бюкк)
Габбро-лейкогранитовая (gl)	Габбро-диориты, кварцевые диориты, лейкограниты (гранитогайсы); Са-щелочные	Комагматическая с d-формацией; синкинематические, удлиненные интрузии; контактовый метаморфизм выражен как гранитизация	Неясная	PE — интерниды Южн. Карпат (?), Крайштиды; Pz — Апусени (?), интерниды Южн. Карпат (?), Сев. Добруджа (?), Стара-Планина, Крайштиды T ₂ — интерниды Зап. Карпат (Бюкк)
Диабаз - габбро - диоритовая (gb)	Габбро-диабазы, габбро-диориты, диориты; Са-щелочные	Малые гипабиссальные интрузии, пространственно и генетически связаны с of-комплексами	»	PE — интерниды Южн. Карпат, Сербо-Македонский массив, Родопский массив, Среднегорье, Крайштиды; J — Сербо-Македонский массив
Ультрамафитовая альпинотипная (u)	Серпентинизированные дуниты, перидотиты, пироксениты, габбро (преобладают апогарцбургиты)	Трещинные массивы вдоль региональных разломов или силлообразные тела, приуроченные к определенным стратиграфическим уровням	Cr, Mg, (Ni, Co)	PE—Mz — интерниды Южн. Карпат, Сербо-Македонский массив, Родопский массив, Среднегорье, Крайштиды; J — Сербо-Македонский массив
II. Инверсионная стадия геосинклинального режима				
Гранит - мигматитовая (g)	Биотитовые граниты с амфибол - биотитовыми фациями, часто с крупными К-полевошпатовыми эндобластами; сопровождаются мощными аплит - пегматитовыми жилами и телами; Са-щелочные	Крупные, монофазные мигматит-плутонки, развитые в связи с консолидацией кристаллического фундамента; взаимодействие с вмещающими метаморфитами имеет характер мигматизации и гранитизации	(Mo, Be, Fe, W)	PE — Апусени, интерниды Южн. Карпат; PE — Mz (?) — Крайштиды, Среднегорье, Родопский массив; Pz (?) — Паннонский и Сербо-Македонский массивы; J ₃ —C ₁ (?) — Сербо-Македонский массив

Гранодиорит - гранитовая (<i>gd</i>)	Пестрый состав из-за влияния ассимиляции; преобладают гранодиориты; мало аплитов и пегматитов; Са-щелочные	Син-, поздне- или посткинематические, штоковые или батолитоподобные многофазные интрузии: 1) гранит-гранодиориты, 2) аплитовидные, красные граниты, 3) асхистовые и диасхистовые жильные породы; термический контактовый метаморфизм	Fe, Cu, Mo, Pb, Ag, Au, Hg	Pz — интерниды Зап. и Южн. Карпат, Апусени (?), Сев. Добруджа (?), Стара-Планина, Крайштиды
Трахибазаль - латитовая (<i>tl</i>)	От пикритов до трахитов с преобладанием базальтов и трахибазальтов, реже лимбургиты, анальцимовые и лейцитовые мелабазальты; Са-щелочные до К-щелочных с повышенной магнезиальностью	Стратовулканы, реже трещинные вулканические аппараты, развитые в блоке с редуцированным гранитным слоем земной коры; ассоциируют с флишевыми осадками и комплексами <i>ba</i> - и <i>gm</i> -формаций	Pb, Zn, Cu (Au, Bi)	Cr ₂ — Вост. Среднегорье
Базальт - андезитовая (<i>ba</i>)	От базальтов до риодацитов с преобладанием андезитов или базальтов (Вост. Среднегорье), реже латиты; Са-щелочные до К-субщелочных	Комагматическая с <i>gm</i> -формацией; стратовулканы и трещинные излияния; вулcano-осадочные отложения и лавы в ассоциации с флишевыми осадками выполняют вытянутые узкие грабены, параллельные Карпато-Балканской складчатой системе	Cu, Mn (Fe, S, Se, Te, Au)	Cr ₂ — (турон — сенон) — Тимок-Среднегорская зона (тимощский, софийский, панагюрский, старозагорский и бургасский комплексы)
Габбро - монцонит-гранитовая (<i>gm</i>)	От габбро-пироксенитов (ранние фазы) до гранитов и плагиогранитов с преобладанием диорит-гранодиоритов и монцосенитов; Са-щелочные до К-субщелочных	Многофазные штокообразные тела трещинного типа с асхистовыми дайковыми комплексами; плутоны приурочены к разломам, отделяющим интрагеосинклинали от срединного массива или от интрагеоантиклиналей	Cu, Mo, Fe, (Ti, W)	Cr ₂ — южная периферия Стара-Планины, Тимок-Среднегорская зона, Родопский массив (?)
Андезит - риолитовая (<i>ar</i>)	Андезиты, риолиты (с игнибридами), реже дациты; Са-щелочные	Комагматическая с <i>gg</i> -формацией; вулканические массивы, субвулканические тела и дайки, проявляющиеся по периферии Мурешской эпигеосинклинальной зоны	Неясная	Cr ₂ — (маастрихт — конец мела) — Апусени, интерниды Южн. Карпат

Таблица 2 (продолжение)

Формация	Петрографический состав и химизм	Геолого-структурная характеристика	Металлогени- ческая специа- лизация	Область распространения комплексов
1	2	3	4	5
Габбро - диорит-гранито- вая (<i>gg</i>)	Гранодиориты с переходами к гранитам, кварцевым диоритам и к габбро; Са-щелочные	Штокообразные интрузии, приуроченные к осям крупных антиклиналей	Fe, Cu, (Mo, Pb, Ag, Au, Hg)	Cr_2-Pg — интерниды Зап. (Гемериды Словацкого Лугогорья) и Южн. Карпат, Апусени (банатиты)
		III. Орогенный режим		
Щелочно - габбро-сиенитовая (<i>as</i>)	1) Граниты, диориты, сиениты нефелиновые и щелочные сиениты, мончикиты; Са-щелочные с резко выраженной Na-тенденцией; 2) в Стара-Планине — граносиениты, кварцевые сиениты, монзониты, кератофиры, кварцбостониты, кварцтингвайты, щелочные кварцевые сиениты, пентелениты; Са-щелочные с резко выраженной K-тенденцией	Малые, гипабиссальные интрузии жилы, субвулканические силлообразные тела сложного генезиса; узкие термические контактовые ореолы	TR, P	Pz — по периферии Паннонского массива и Апусен (?), интерниды Южн. Карпат, Сев. Добруджа (?), по периферии Стара-Планины, Крайштиды; $J-Cr_1$ — экстерниды Зап. Карпат (Cr_1), интерниды Вост. Карпат (J)
Базальт-латит - риолитовая (<i>br</i>)	Преимущественно риолиты (кварц-порфиры), реже риодациты, латиты и базальты (описываемые в Зап. Карпатах как «мелафиры»); Су-щелочные с Na-тенденцией	Экструзии или центральные вулканы, реже субвулканические тела и дайки; вулканизм наземный или проявленный в изолированных бассейнах с грубообломочными красноцветными отложениями	Mp (Cu, Pb, Zn)?	$S-T$ — интерниды Южн. и Зап. Карпат (в Гемеридах так называемый магнезиальный карбон), Паннонский массив, Апусени, Сев. Добруджа, Мизийская плита, по сев. и южн. периферии Стара-Планины и Среднегорья
Риолитовая (<i>r</i>)	От риолитов до дацитов (с игнимбритами); в Паннонском массиве преобладают плагиориолиты, в Родопах — санидиновые риолиты; Са-щелочные	Трещинные экструзии, протрузии, редко центральные вулканы; наземный ареальный вулканизм (эффузивный в Паннонском и экструзивно-эффузивный в Родопском массивах). По периферии Паннонского массива сочленяется с комплексами α -формации	(Hg)?	Pz_1 — Паннонский и Сербо-Македонский массивы; Pg_3-N_1 — Родопский массив (Центр. Родопский комплекс); N_1 — Паннонский массив (паннонский и трансильванский комплексы); интерниды Зап. и Вост. Карпат (вост. словацкий, прешовский, берегово-беганьский, бая-марский комплексы), Апусени

Андезитовая (a)

От базальтов до риолитов с режим преобладанием андезитов или андезитобазальтов (в конечных фазах), Са-щелочные

Комагматическая с *dg*-формацией; стратовулканы, местами образующие вулканические гряды, субвулканические тела и дайки; вулканизм наземный или связанный с верхнемолассовыми отложениями; контролирующие разломы параллельны или диагональны по отношению к Карпато-Балканской складчатой системе

S

Pb, Zn,
Cu, Ag,
Au, Fe
(Sb, Bi,
Sn, Mo,
W)

Pg_{2-3} — зап. и сев. периферия Паннонского массива;
 N_{1-2} — интерниды Зап. и Вост. Карпат (пенинский, вост. словацкий, бержен-дуназугский, матра-бюкский, токай-прешовский, выгорлат-гутинский комплексы), Апусени

Диорит-гранодиоритовая (ag)

От габбро до гранодиоритов с преобладанием средних и кислых пород; Са-щелочные

Малые и средние гипабиссальные до субвулканических тел в крупных стратовулканах комплексов *a*-формации

N_{1-2} — в вост. словацком, прешовском, выгорлат-гутинском, калиман-харгитском и бая-марском вулканических комплексах

Андезит-латит-риолитовая (al)

От андезито-базальтов до риолитов (с игнимбритами) и от абсарокитов до субщелочных риолитов; в Вост. Родопах и Сербо-Македонском массиве — многократное чередование средних и кислых пород; в Зап. Родопах и Крайштидах преобладают кислые лавы; Са-щелочные до К-субщелочных

Комагматическая с *m*-формацией; стратовулканы, купола выжимания, крупные вулкано-тектонические депрессии с ареальным кислым вулканизмом, субвулканические тела и дайковые пояса; вулканизм проявляется совместно с нижнемолассовыми (морскими) отложениями, реже в наземных условиях

(Mn, P)

Pb, Zn
(Ag, Cu,
Au, Ba,
Mo, W)

Pg_{2-3} — (верхн. приабон — средний олигоцен) — Вост. Родопы (боровицкий, момчилград-ардинский комплексы); Зап. Родопы (местенский комплекс), Крайштиды (крайштенский, осоговский, влахино-малашевский комплексы);

Pg_3-N_1 (?) — Вост. Родопы (комплекс субвулканических тел и даек), Сербо-Македонский массив

Габбро-монцосиенитовая (m)

От габбро до сиенитов и гранитов (преобладают монцитониты); К-субщелочные

Малые и средние гипабиссальные тела в стратовулканах комплексов *al*-формации и в кристаллическом фундаменте

(Hg, Sb, As)?

Pg_3-N_1 (?) — Вост. Родопы, Сербо-Македонский массив

Базальт-базанитовая («финальная») (b)

Нефелиновые и лейцитовые базаниты, лимбургиты, нормальные базальты; редко долериты и андезито-базальты; Na-щелочные (центр Паннонского массива) до Na-субщелочных; редко К-субщелочные (Вост. Родопы, Вост. Карпаты)

Моногенные, редко небольшие стратовулканы в наземных или лагуновых условиях; субвулканические тела и дайки; вулканизм приурочен к полосам, радиальным по отношению к Карпато-Балканской складчатой системе

N_2 (?) — Мизийская плита, Стара-Планина, Центр. Среднегорье, Вост. Родопы (?);

N_2-Q — Паннонский массив (задунайский и ноградский комплексы), интерниды Зап., Вост. и Южн. Карпат, Сербо-Македонский массив

и орогенному (эпигеосинклинальному) режимам. Миогеосинклинальный режим обосновывается особенностями стадии компенсированного прогибания: ограниченным объемом магматизма, отсутствием типичных офиолитовых комплексов, наличием аспидной формации и зеленосланцевым метаморфизмом. В отличие от классификации В. В. Белоусова (1975) в рассматриваемой области не выделен режим срединных массивов, так как некоторые формации проявляются одновременно и в срединных массивах, и в складчатой системе (табл. 1).

Классификация магматических формаций отражает трехстадийную тектоно-магматическую эволюцию Карпато-Балканской области (стадии компенсированного прогибания, инверсионная и орогенная). Магматическая деятельность этих стадий практически отвечает инициальному, синорогенному и субсеквентному (вместе с финальным) магматизму Штилле (1940).

Основная характеристика выделенных для Карпато-Балканской области магматических формаций дана в табл. 2.

РАЗМЕЩЕНИЕ МАГМАТИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ КАРПАТО-БАЛКАНСКОЙ ОБЛАСТИ В ПРОСТРАНСТВЕ И ВРЕМЕНИ

С позиции современного плана пространственное размещение магматических формаций маркирует заложение древних зон повышенной проницаемости земной коры. По всей вероятности, важнейшей директрисой для Карпато-Балканской области является субмеридиональная система, прослеживающаяся по направлению: Апусени — Южные Карпаты — Сербо-Македонский массив и Вардарская зона. Она активна с докембрия до современной эпохи по всему протяжению или в отдельных участках. В палеозое и мезозое к ней присоединяются магмопроводящие зоны субширотного простирания, которые контролируют распределение магматизма в северной и южной частях Карпато-Балканской области (Зап. Карпаты, Паннонский массив, Апусени и центральная часть Стара Планины — в палеозое; зоны Мечек, Муреш и Среднегорье — в мезозое). В мезокайнозое намечается вторая меридиональная зона, смещенная к Восточно-Европейской платформе (Восточные Карпаты).

Реконструкция магматических формаций во времени пока что возможна только для фанерозоя. Развитие магматизма докембрийских циклов трудно восстановить из-за наложения интенсивного регионального метаморфизма и ненадежных данных об абсолютном возрасте магматических комплексов. Полное циклическое развитие магматизма осуществляется в более широких возрастных интервалах, что привело к использованию самых крупных (объединенных) тектонических циклов для классификации магматических формаций (см. табл. 1). Надо подчеркнуть условность границ между отдельными циклами — так например, байкальский тектоно-магматический цикл заканчивается в начале палеозоя, а каледоно-герцинский — в триасе. Условность относится также и к стадийности тектоно-магматического развития. Так, в альпийском цикле магматическая деятельность стадии компенсированного прогибания затухает в раннем мелу, тогда как флишеобразование инверсионной стадии на отдельных участках Карпат начинается в титоне и продолжается до неогена.

В палеозое магмо-тектоническое развитие проявлено в рамках единого каледоно-герцинского цикла (см. табл. 1). Стадия компенсированного прогибания датирована в интервале кембрий — девон (?), инверсионная — до позднего карбона и орогенная — поздний карбон — триас. Магматические комплексы всех стадий пространственно сопряжены. Это особенно характерно для комплексов стадии прогибания и инверсионной

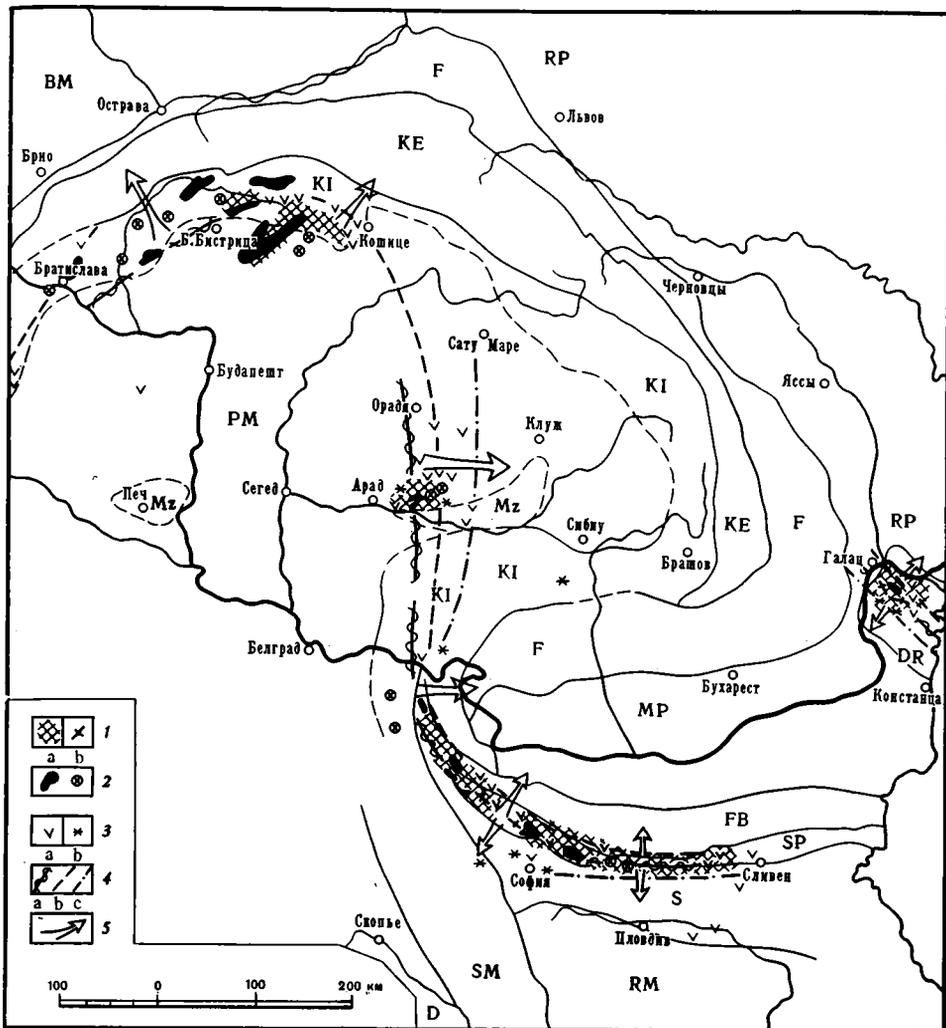


Рис. 2. Магматические формации каледоно-герцинского цикла Карпато-Балканской области.

1 — формации стадии компенсированного прогибания: *a* — эффузивные (спилит-диабазовая, спилит-кератофировая, офиолитовая группа), *b* — интрузивные (габбро-лейкогранитовая); 2 — формации инверсионной стадии (гранит-гранодиоритовая); 3 — формации орогенной стадии: *a* — эффузивные (базальт-латит-риолитовая), *b* — интрузивные (щелочно-габбро-сиенитовая); 4 — директрисы распространения магматических формаций: *a* — стадии компенсированного прогибания, *b* — инверсионной стадии, *c* — орогенной стадии; 5 — миграционная тенденция магматических формаций отдельных стадий

стадии (за исключением гранит-мигматитовой формации), тогда как комплексы орогенной стадии смещены ближе к стабилизированным блокам земной коры по обе стороны складчатой системы (рис. 2). Основные директрисы магматических комплексов для северной части Карпато-Балканской области (Зап. Карпаты, Паннонский массив) — восток-северо-восточные, а для южной (Южные Карпаты, Стара Планина) — меридиональные и субширотные.

Магмо-тектоническое развитие Карпато-Балканской области альпийского цикла тоже трехстадийное (см. табл. 1). Стадия компенсированного прогибания охватывает период с триаса до конца раннего мела; инверсионная — с позднего мела до палеоцена и орогенная — с эоцена. Четко выражена пространственная миграция магматических комплек-

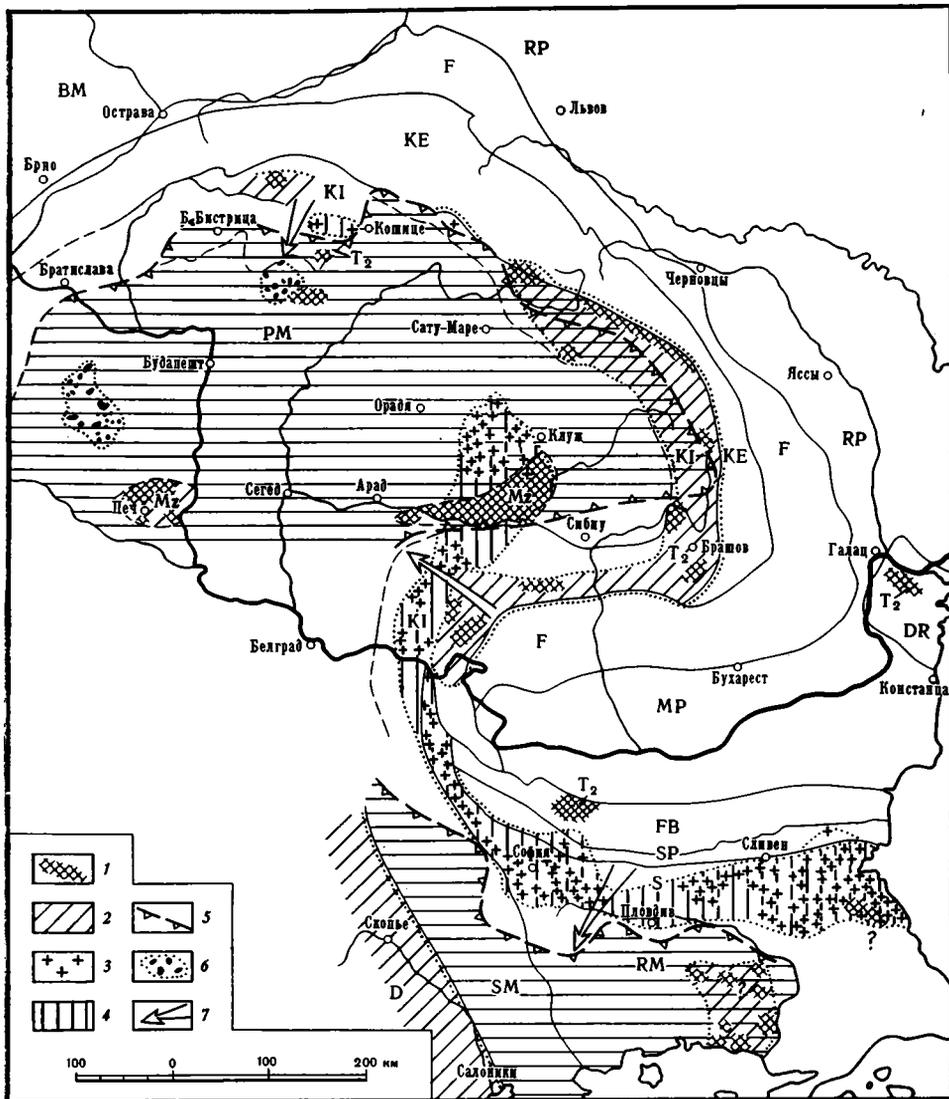


Рис. 3. Магматические формации альпийского цикла Карпато-Балканской области. 1,2 — эффузивные формации стадий компенсированного прогибания (спилит-диабазовая, спилит-кератофировая, офиолитовая группа): 1 — выходы комплексов, 2 — ареал распространения; 3,4 — эффузивные и интрузивные формации инверсионной стадии (базальт-андезитовая, трахибазальт-латитовая, андезит-риолитовая, габбро-монцит-гранитовая, габбро-диорит-гранитовая): 3 — комплексы, 4 — ареал распространения; 5 — восточная граница ареала распространения эффузивных формаций орогенной стадии (андезитовая, риолитовая, андезит-латит-риолитовая); 6 — участки максимального распространения комплексов базальт-базанитовой формации; 7 — миграционная тенденция магматизма отдельных стадий

сов от стадии компенсированного прогибания к орогенной в сторону срединных массивов (рис. 3). Характерной особенностью магматизма инверсионной и орогенной стадии является пространственная и комагматическая связь эффузивных и интрузивных комплексов, формирующих вулканоплутонические ряды.

В части реконструкции стадийного развития магматизма обращает на себя внимание тенденция к дифференциации от ранних к более поздним стадиям, особенно хорошо проявляющаяся в альпийском цикле. Магматизм основного состава стадии компенсированного прогибания

позднее уступает место магматизму среднего и кислого состава, притом гранитоидный магматизм, характерный для инверсионной стадии, в орогенной замещается риолитовым вулканизмом. Обилие кислых магматитов подтверждает заложение Карпато-Балканской системы на земной коре континентального типа (Пейве, 1969).

В развитии магматизма всех стадий пространственно ясно проявляется двойственная петрохимическая специализация — Са-щелочная для северной и К-субщелочная для южной части Карпато-Балканской области. Магматические формации этих двух петрохимических рядов очень близки по составу. Сходство выражается в развитии гомологических пар (например, андезитовая и андезит-латит-риолитовая формации; диорит-гранодиоритовая и габбро-монцосиенитовая формации и др.). Они отличаются только по образованию пород повышенной щелочности (латиты, монцониты, сиениты) в формациях субщелочного ряда. Кроме того, повышенной К-щелочностью южной части Карпато-Балканской области объясняют появление таких специфических формаций, как габбро-лейкогранитовая, трахибазальт-латитовая и калиевый характер щелочно-габбро-сиенитовой формаций. Это показывает, что выделение двух провинций во время альпийской орогенной стадии (Милановский, Короновский, 1973) отражает еще более древние отличия магматизма северной и южной частей Карпато-Балканской области.

В стадии компенсированного прогибания применительно ко всем тектоно-магматическим циклам преобладает эффузивный магматизм с тенденцией к уменьшению его общего объема от докембрийского к альпийскому циклу. В интрузивных формациях характерно отсутствие плагиогранитов, на месте которых в южных частях Карпато-Балканской области появляются лейкограниты. Начиная с докембрийских циклов объем комплексов габбро-лейкогранитовой формации убывает до их полного исчезновения в альпийском цикле, тогда как количество ультраосновных интрузий в эффузивных комплексах увеличивается (например, в Мурешской зоне). Пространственное расположение разновозрастных комплексов указывает на унаследованность геосинклинальных бассейнов отдельных циклов, с последовательной миграцией от центра орогенной системы к обрамляющим платформам и массивам от докембрийских к альпийскому циклу. Совмещение разновозрастных магматических комплексов наблюдается только в Сев. Добрудже и в Апусени. Тенденция к возобновлению тектонической активности в смежных зонах, особенно для начальной стадии геосинклинального развития, имеет глобальный характер (Хаин, 1976; Зоненшайн и др., 1976).

Инверсионная стадия всех циклов характеризуется интрузивным магматизмом, а эффузивный появляется только в альпийском цикле. Наблюдается общее уменьшение объема продуктов интрузивного магматизма от докембрийских к альпийскому циклу и особенно кислых дифференциатов. Однообразный гранитный магматизм докембрия сменяется более дифференцированными формациями, хорошо представленными в альпийском цикле (например, габбро-диорит-гранитовая и габбро-монцосиенит-гранитовая формации).

Магматизм орогенного режима (рис. 4) в пределах Карпато-Балканской области проявляется на границах консолидированных блоков со складчатыми системами, захватывая и участки сопредельных платформ. Он имеет максимальное развитие в срединных массивах. Магматизм преимущественно эффузивный, с преобладанием кислых до средних вулканитов. По пространственному расположению разновозрастных комплексов видно, что магматизм альпийского цикла по сравнению с каледоно-герцинским мигрирует по направлению к стабилизированным блокам (срединным массивам и платформам). В конце альпийского цикла в рамках орогенного режима проявлен типичный финальный вулканизм основного состава (базальт-базанитовая формация), тогда как в более

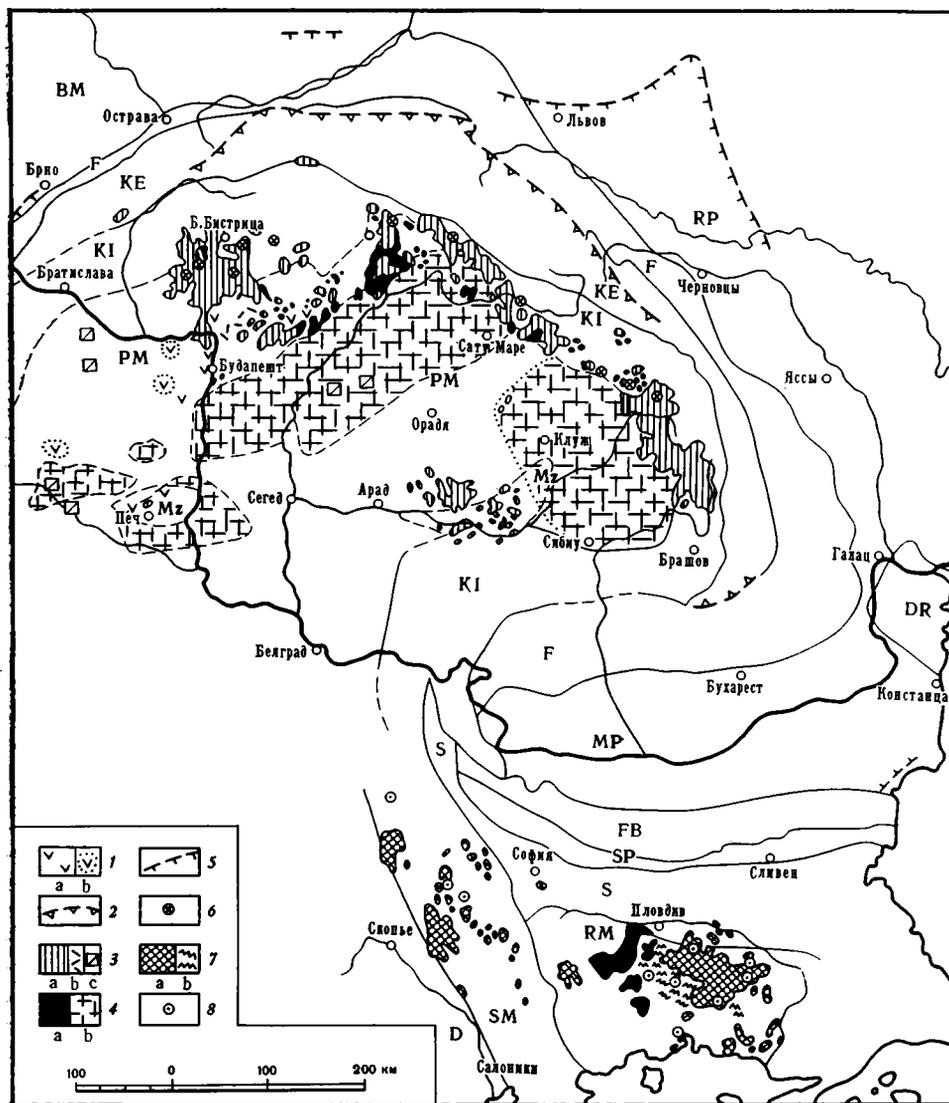


Рис. 4. Некоторые магматические формации орогенной стадии Карпато-Балканской области.

1—3 — андезитовая формация; 1 — *a* — палеогеновый комплекс Паннонского массива, *b* — то же в скважинах; 2 — граница распространения туфов палеогенового комплекса; 3 — *a* — неогеновые комплексы, *b* — дайки, *c* — то же в скважинах; 4 — риолитовая формация: *a* — комплексы, *b* — ареал распространения по буровым данным; 5 — граница распространения неогеновых туфов андезитовой и риолитовой формаций; 6 — малые интрузии диорит-гранодиоритовой формации; 7 — андезит-латит-риолитовая формация: *a* — палеогеновые комплексы, *b* — дайки; 8 — малые интрузии габбро-монцосиенитовой формации

древних тектоно-магматических циклах финальный вулканизм имеет преимущественно кислый характер. Так, например, в составе базальт-латит-риолитовой формации, которую можно рассматривать как финальный вулканизм каледоно-герцинского цикла, резко преобладают кварцевые порфиры. Нижнепалеозойские и докембрийские комплексы риолитовой формации Паннонского и Сербо-Македонского массивов, как и Восточных Карпат (?), вероятно, отмечают фазу финального вулканизма докембрия.

МЕСТО МАГМАТИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ В ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЯХ

В связи с существующими мнениями о возможности сопоставления геосинклинального развития с тектоникой плит (Dercourt, 1970; Dewey, Bird, 1970; Dickinson, 1971; Пейве и др., 1971; Хаин, 1974; Зоненшайн и др., 1976) сделан опыт в определении места магматических формаций Карпато-Балканской области в существующих палеотектонических реконструкциях, несмотря на дискуссионность некоторых положений

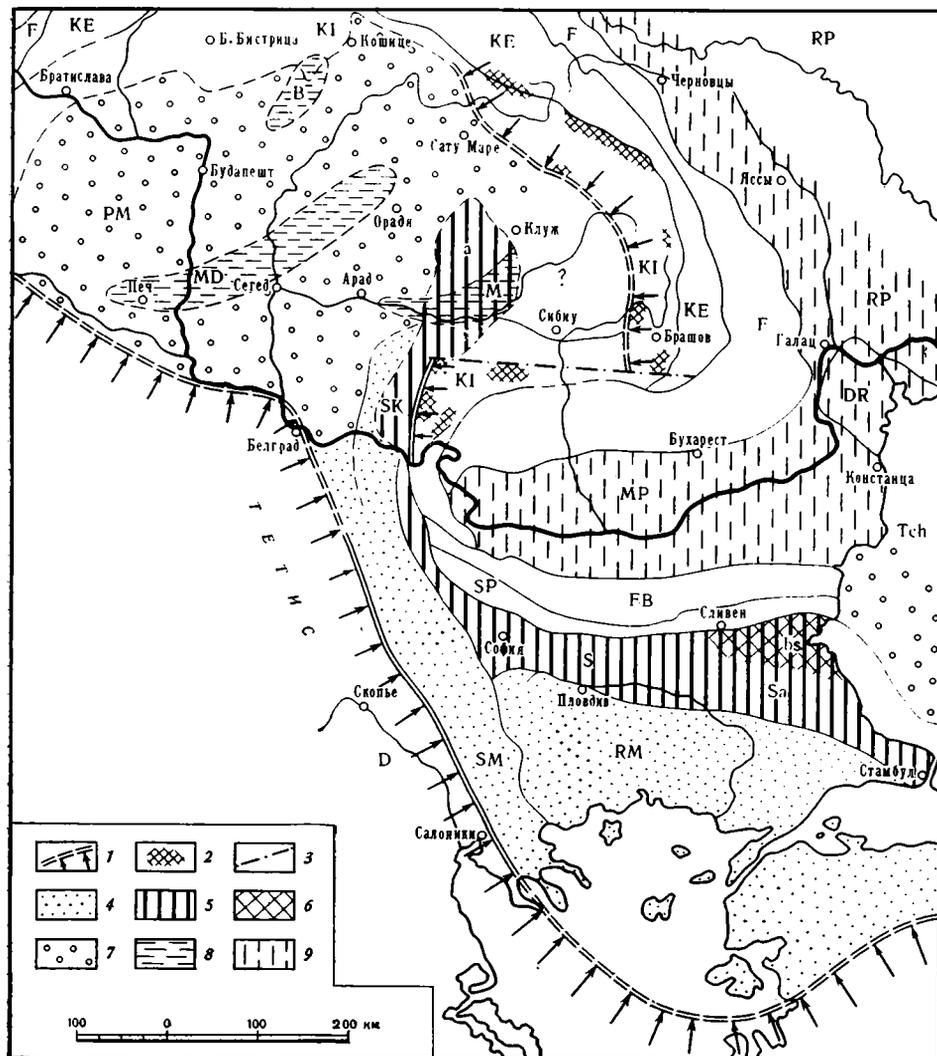


Рис. 5. Палеотектоническая схема Карпато-Балканской области для юры и мела. 1 — поглощаемый край Тетисского и Сиретского палеоокеанов (зоны субдукции); 2 — офиолиты Сиретского палеоокеана (юра — нижний мел?); 3 — трансформный разлом; 4 — верхнемеловая невулканическая островная дуга: Родопский (RM) и Сербо-Македонский (SM) массивы; 5 — верхнемеловая вулканическая островная дуга: Тимок-Среднегорская зона (S), Южные Карпаты (sk) и Апусени (a); 6 — ареал распространения основных К-щелочных вулканитов в восточной части Тимок-Среднегорской зоны (bs — Бургасский синклиорий, sa — Странджанский антиклиорий); 7 — задуговые (окраинные) моря Паннонского массива (PM) и Черного моря (Tch); 8 — глубоководные впадины с основным вулканизмом Паннонского окраинного моря: Мурешская (M), Мечек-Добреценская (M—D), Бюккская (B); 9 — шельфовые моря и участки суши, располагающиеся на Мизийской (MP) и Восточно-Европейской (RP) платформах. Палеотектонические единицы даны в соответствии с современным структурным планом

новой глобальной тектоники. Принимается, что магматические формации офиолитовой стадии (для эвгеосинклинального режима) и стадии компенсированного прогибания (для миогеосинклинального режима) являются продуктами разрастания дна бассейнов с океаническим типом земной коры, характерно представленным только в Динаридах и Эллинидах; формации инверсионной стадии являются продуктами зон субдукции, уходящих под островные дуги в начальные этапы закрытия океанов; формации орогенного режима образуются преимущественно в связи с зонами субдукции под активными континентальными окраинами андского типа в конечные этапы закрытия океанов.

В статье рассматривается только альпийское развитие Карпато-Балканской области, так как из-за интенсивного метаморфизма невозможно восстановить докембрийские циклы, а каледоно-герцинские магматические комплексы отдельных стадий в современном плане не показывают существенной пространственной разобщенности. Считается, что герцинский орогенез спаял в единое целое южную часть рассматриваемой области, образовав Балканский микроконтинент (Начев, 1977), который в дальнейшем более не испытывал значительных внутриблоковых горизонтальных перемещений. Этим можно объяснить наличие в нем Средецкой рудной дуги (Dragov, 1975), объединяющей палеозойские, мезозойские и кайнозойские рудные проявления. Они образуют кулисообразные полосы север-северо-западного простирания, субпараллельные Крайштидской зоне повышенной магмопроницаемости.

В начале мезозоя Балканский микроконтинент (рис. 5) был ограничен с юга и запада палеоокеаном Тетиса (Dercourt, 1970), маркируемым мезозойскими офиолитами Динарид и Эллинид. Они являются продуктами разрастания океанического дна, имевшего место с триаса до поздней юры. С северо-востока микроконтинент обрамлялся Сиретским палеоокеаном, рассматриваемым в качестве второстепенного, внутриконтинентального (Herz, Savu, 1974). Он был связан с Добруджа-Крымско-Кавказским палеоокеаном (Hsu et al., 1977), закрытие которого в позднем байосе — келловее привело к присоединению киммерийского орогена к микроконтиненту. В среднем триасе на некоторых участках этих бассейнов типа атлантической окраины синхронно с карбонатным осадконакоплением шло излияние основных лав, принимаемых как офиолитовые комплексы (Сев. Добруджа, Вост. Карпаты, Предбалканы и Внешние Динариды). Разрастание палеоокеана Тетиса заканчивается в поздней юре, в связи с открытием Атлантического океана (Dercourt, 1970). Начало закрытия палеоокеана вызывает раскалывание юго-западного борта Балканского микроконтинента, с которым был связан подъем и внедрение офиолитов Вардарской зоны. Вероятным отзвуком этих событий являются комплексы диабаз-спилитовой формации Восточных Родоп, сформированные на континентальной коре.

Закрытие Тетиса осуществляется за счет горизонтального перемещения и сближения Африканской и Евразийской плит. Это привело к субдукции океанической коры Тетиса под южный край Родопского и западный край Сербо-Македонского массивов³ (Voccaletti et al., 1974в). В позднем мелу массивы играли роль передней, невулканической дуги (см. рис. 5). На ее тыльной стороне, в Тимок-Среднегорской зоне, возникли грабенные бассейны с флишевым осадконакоплением и интенсивным вулканизмом — вулканическая островная дуга (Начев, 1977), располагающаяся на расстоянии 70—300 км от зоны субдукции. Таким образом, можно считать, что образование комплексов базальт-андези-

³ Предположение о наличии зоны субдукции противоположного направления, уходящей под Балканидскую зону (Dewey et al., 1973; Богданов и др., 1977; Petrov, 1977), менее вероятно из-за отсутствия бассейнов с океанической корой и зон спринга в пределах Мизийской платформы.

товой и комагматичной с ней габбро-монцосиенит-гранитовой формаций было связано с субдукцией океанической коры Тетиса под Балканский микроконтинент. Отсутствие инициального магматизма в Тимок-Среднегорской островной дуге определяет ее как кратковременную, с одноярусным строением (Зоненшайн и др., 1976).

Севернее островной дуги, на месте Мизийской платформы, существовало шельфовое море (Начев, 1977), к востоку переходившее в Черноморский бассейн с субокеанической корой. Последний рассматривается некоторыми авторами (Vocsaletti et al., 1974a) как задуговой. Считается, что с позднего мела до конца палеогена в нем развивалась рифтовая система субширотного простираия (Хаин, 1976), под влиянием которой в Восточном Среднегорье образовались комплексы трахибазальт-латитовой формации, а среди пород базальт-андезитовой формации преобладали базальты. В этом секторе дуги наблюдается некоторая зональность магматизма: ближе к переднему краю дуги (Странджанский антиклинорий) размещаются Са-щелочные до субщелочных пород базальт-андезитовой и габбро-монцосиенит-гранитовой формаций, тогда как в ее тыльной части (Бургасский синклиний) появляются и основные К-щелочные породы трахибазальт-латитовой формации. К юго-востоку Тимок-Среднегорская островная дуга продолжается в Понтийскую зону Са-щелочного магматизма Малой Азии (Vocsaletti et al., 1974a), а на северо-западе — в Южные Карпаты и в Апусени, где в это время формировались комплексы андезит-риолитовой и габбро-диорит-гранитовой формаций. Образование этих формаций можно связать с вышеописанной зоной субдукции океанической коры Тетиса (имея в виду их пространственно-временную связь с формациями Тимок-Среднегорской зоны) или с субдукцией Сиретского палеоокеана.

Эволюция Сиретского палеоокеана в мезозое в общих чертах подобна развитию Тетисского. С его разрастанием связывается образование офиолитов Карпатской дуги (Herz, Savu, 1974), локализованных сейчас в тонких тектонических швах. Их обнажения в Южных и Восточных Карпатах смещены примерно на 200 км. Это маркирует положение древнего трансформного разлома широтного простираия (см. рис. 5).

На западе палеоокеан обрамлялся Карпатской островной дугой (Лебединский, Шалимов, 1966), за которой на территории современного Паннонского массива, вероятно, располагалось окраинное море. В нем существовали впадины субширотного (Мурешская) и северо-восточного (Мечек-Дебреценская и Бюккская) простираия, с разрастанием которых связывается образование офиолитов и комплексов спилит-диабазовой и спилит-кератофировой формаций. Косое положение этих зон по отношению к выпуклости островной дуги подобно расположению глубоководных впадин современного Карибского моря (Aubouin, 1975). С запада Паннонское окраинное море не ограничивалось континентом, а связывалось с Динарским сегментом Тетисского палеоокеана. Закрытие Сиретского палеоокеана вызвало обдукцию (Herz, Savu, 1974) офиолитов в пределах Карпат и заложение зоны субдукции с западным падением, уходящей под Паннонское окраинное море. Можно предположить, что с этой зоной связано образование вулканической дуги Апусени и Южных Карпат. В отличие от Тимок-Среднегорской она является долговременной с трехярусным магматизмом: нижний ярус представлен офиолитовым комплексом Мурешской зоны, средний ярус — верхнемеловым — палеогеновым магматизмом Апусени и Южных Карпат и верхний — неогеновым вулканизмом Апусени.

В палеогене южная и западная периферия Балканского микроконтинента эволюционирует из островодужного типа в активную континентальную окраину андского типа. Из-за преобладания сил растяжения в ее тылу (Зоненшайн и др., 1976) в конце эоцена и в олигоцене создаются грабеновые бассейны с молассовым осадконакоплением. Местами

их формирование сопровождается интенсивным вулканизмом (см. рис. 4), продукты которого в Родопском, Сербо-Македонском массивах и в Динаридах относятся к риолитовой и андезит-латит-риолитовой формациям, а в северо-западной части Паннонского массива — к андезитовой формации. В пределах Родоп в комплексах андезит-латит-риолитовой формации намечается известная петрохимическая зональность (Ivanov, 1968) и возрастная миграция с юго-востока на северо-запад: в Восточнофракийском комплексе на территории Греции вулканизм начинается в среднем эоцене, с преобладанием пород толеитового типа; в Восточных Родопах — в конце позднего эоцена, причем в южном, Момчилград-Ардинском комплексе, вулканы преимущественно Са-щелочные, а в северном, Боровицком — К-субщелочные. С юга на север увеличивается и величина отношения K_2O/SiO_2 в комплексах риолитовой формации (Бахнева-Стефанова, 1977). Все это позволяет предположить наличие зоны субдукции, параллельной позднемоловской, но расположенной южнее ее (Vocsaletti et al., 1974b). С продолжением этой зоны на северо-запад связывается палеогеновый вулканизм Сербско-Македонского массива и Динарид (Dimitrijevič, 1974), где он следует магмопроводящим линиям офиолитов (Милановский, Короновский, 1973). Современная зона субдукции, маркируемая Ионическим глубоководным желобом (McKenzie, 1970). С ней связывают плиоцен-четвертичный вулканизм Кикладских островов.

В раннем миоцене на территории современного Паннонского массива (см. рис. 4), в тылу палеогенового комплекса, проявляется мощный риолитовый (игнимбритовый) вулканизм. Считается, что он является продуктом плавления гранитного слоя коры массива под влиянием мантийного диапира. Последний, вероятно, возник (Szadeczky-Cardoss, 1966, 1974) вследствие завихрения в мантии при сочленении двух субдукционных зон с противоположным наклоном: Динарской — к северо-востоку и Карпатской — к югу и западу. С Карпатской зоной, уходящей кольцеобразно под Паннонский массив, большинство авторов связывают интенсивный неогеновый магматизм (комплексы андезитовой и комагматической с ней диорит-гранодиоритовой формаций). Считается, что этот Са-щелочной магматизм проявлен в условиях континентальной островной дуги (Vleahu et al., 1973), вкрест простираения которой в отдельных местах содержание калия увеличивается в направлении к центру массива (Vocsaletti et al., 1973). Островная дуга (Лазаренко и др., 1974) окружала с севера, востока и юга Паннонский бассейн, который описывается как задуговой, гомологичный современным окраинным морям (Hedervari, 1974). Он характеризуется высоким тепловым потоком (Stegena, 1975), утонением базальтового слоя земной коры (Galfi, Stegena, 1960), изостатическими граваномалиями (Hedervari, 1974) и основным вулканизмом плиоцен-четвертичного возраста.

Литература

- Бахнева-Стефанова Д. Некоторые особенности риолитовой формации Карпато-Балканской области.— Докл. XI конгр. КБГА, Киев, 1977.
- Белоусов В. В. Основы геотектоники. М., «Наука», 1975.
- Богданов Б., Дачев Хр., Вылчанов А. Металлогения восточной части Балканского полуострова в свете идей новой глобальной тектоники.— В кн.: Проблемы рудообразования. IV симпозиум. Междунар. ассоц. генезиса рудных месторождений (IAGOD), т. 2, 1974.
- Димитрова Е., Бахнева Д., Маврудчиев Б., Каменов Б., Янев И. Магматические формации Болгарии.— Geol. Balc., 1975, в. 5.
- Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Моралев В. М. Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. М., «Недра», 1976.
- Карта магматических формаций СССР в масштабе 1 : 2 500 000. Краткая объяснительная записка. Гл. ред. Д. С. Харкевич. Л., ВСЕГЕИ, 1971.
- Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М., «Недра», 1964.
- Лазаренко Е. К., Лазаренко Э. А., Зайцева В. Н., Малыгина О. А. Зональность альпий-

- ских магматических формаций и оруденения в Карпатах.— Докл. АН СССР, 1974, т. 218, № 4.
- Лебединский В. И., Шалимов А. И.* Отражение этапа островных дуг в современной структуре Карпат и Горного Крыма.— В кн.: Вулканические и вулканоплутонические формации, т. 2. М., «Наука», 1966.
- Милановский Е. Е., Короновский Н. В.* Орогенный вулканизм и тектоника Альпийского пояса Евразии. М., «Недра», 1973.
- Москалева В. Н.* Принципы и методика составления карты магматических формаций на территории СССР в масштабе 1 : 2 500 000.— Тр. ВСЕГЕИ, 1971, т. 158.
- Начев Ив.* Мезозойские осадочные формации и эволюция Балканского микроконтинента.— Докл. XI конгр. КБГА. Киев, 1977.
- Пейве А. В.* Океаническая кора геологического прошлого.— Геотектоника, 1969, № 6.
- Пейве А. В., Штрейс Н. А., Книппер А. Л., Марков М. С., Богданов Н. А., Перфильев А. С., Руженцев С. В.* Океаны и геосинклиальный процесс.— Докл. АН СССР, 1971, т. 196, № 3.
- Хаин В. Е.* Учение о геосинклиналях на новом этапе развития геологической науки.— Вестн. Моск. гос. ун-та. Сер. геол., 1974, № 4.
- Хаин В. Е.* Деструктивный тектогенез и его глобальное проявление.— В кн.: Тектоника и структурная геология. Планетология. Докл. сов. геологов на XXV сессии Междунар. геол. конгресса. М., «Наука», 1976.
- Штилле Г.* Введение в строение Америки.— В кн.: Избранные труды. М., «Мир», 1964.
- Aubouin J.* De la Méditerranée aux Caraïbes—elements d'une comparaison.— C. r. Acad. sci. Fr., 1975, E, v. 281, № 4.
- Bleahu M. D., Boccaletti M., Manetti P., Peltz S.* Neogene Carpathian Arc: A Continental Arc Displaying the Features of an Island Arc.— J. Geophys. Res., 1973, v. 78, № 23.
- Boccaletti M., Manetti P., Peccerillo A., Peltz S.* Young Volcanism in the Calimani-Harghita Mountains East Carpathians: Evidence of a Paleoseismic Zone.— Tectonophysics, 1973, v. 19.
- Boccaletti M., Gočev P., Manetti P.* Mesozoic Isopic Zones in the Black Sea Region.— Boll. Soc. Geol. Ital., 1974a, v. 93.
- Boccaletti M., Manetti P., Peccerillo A.* The Balcanids as an Instance of Back-Arc Thrust Belt: Possible Relation with the Hellenides.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1974b, v. 85.
- Dercourt J.* L'expansion océanique actuelle et fossile; ses implications géotectoniques.— Bull. Soc. Geol. Fr., 1970, v. 12, № 2.
- Dewey J. F., Bird J.* Plate Tectonics and Geosynclines.— Tectonophysics, 1970, № 10.
- Dewey J. F., Pittman W. C., Ryan W. B. F., Bonin J.* Plate Tectonics and the Evolution of the Alpine System.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1973, v. 84.
- Dickinson W. R.* Plate Tectonic Models of Geosynclines.— Earth and Planet. Sci. Letters, 1971, v. 10, № 2.
- Dimitriević M. D.* The Dinarides: A Model Based on the New Global Tectonics.— In: Metallogeny and Concepts of the Geotectonic Development of Yugoslavia. Belgrade, 1974.
- Dragov P.* The Sredec Ore-Arc — A Zone High Metallogenic Activity in the Balkan Peninsula.— Geol. Balc., 1975, v. 5, № 1.
- Galfi I., Stegena L.* Deep Reflexions and Crustal Structure in the Hungarian Basin.— Ann. Univ. Sci. Budap., 1960, v. 3.
- Hedervari P.* A Comparison between the Carpatho-Pannon-Dinaride Area and the Philippine Basin from the Geophysical-Volcanological Point of View.— Acta geol. Acad. sci. Hung., 1974, v. 18 (1—2).
- Herz N., Savu H.* Plate Tectonics History of Romania.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1974, v. 85.
- Hsu K. L., Nachev I. K., Vučev V. T.* Geologic Evolution of Bulgaria in Light of Plate Tectonics.— Tectonophysics, 1977, № 40.
- Ivanov R.* Zonal Arrangement of Rock Series with Respect to Deep-Seated Masses.— XXIII Inter. Geol. Congr. Prague, 1968.
- McKenzie D. P.* Plate Tectonics of the Mediterranean Region.— Nature, 1970, № 226.
- Petrov P.* Some Features in the Distribution of Magmatic, Hydrothermal and Seismic Activity in the Area between the Balkanids and the Aegean Arc.— Geol. Balc., 1977, v. 7, No. 2.
- Stegena L.* Late Cenozoic Evolution of the Pannonian Basin. Tectonophysics, 1975, № 26.
- Szadeczký-Cardoss E.* Magmatismus, Magmatectonic und Unterstörungen im Karpaten Beckensysteme.— Acta geol. Acad. sci. Hung., 1966, V. 10.
- Szadeczký-Cardoss E.* The Role of Subductions on Geodynamic Computation.— Acta geol. Acad. sci. Hung., 1974, v. 18 (1—2).
- Tectonics of the Carpathian-Balkan Regions. Explanations to the Tectonic Map of the CB Region and their Foreland.* Ed. M. Mahel. Geol. Inst. Bratislava, 1974.

УДК 551.263.23

С. Д. СОКОЛОВ

**ОФИОЛИТОВЫЕ И ОФИОЛИТОКЛАСТОВЫЕ ОЛИСТОСТРОМЫ
СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ**

Анализ олистостромов, состоящих из продуктов разрушения пород офиолитовой ассоциации, позволяет выделить офиолитовые и офиолитокластовые олистостромы, образование которых связано с определенными литолого-формационными комплексами. К первому типу относятся наиболее ранние олистостромы, непосредственно входящие в состав офиолитовой ассоциации. Образование более поздних офиолитокластовых олистостромов уже было связано с интенсивным разрушением офиолитового комплекса. В этой группе выделяются олистостромы, распространенные среди сланцево-граувакковых и флишевых толщ. Они отличаются от первого типа составом обломков, мощностью и более широким площадным распространением. В работе дается краткая характеристика и разбираются условия образования наиболее типичных олистостромов Альпийской области и Тихоокеанского пояса.

В пределах офиолитовых зон континентов широко распространены такие хаотические образования, как тектонический меланж и олистостромы. Несмотря на их чисто внешнее морфологическое сходство, генетическая природа этих образований различна. Меланж представляет собой тектоническую смесь разнообразных и по своему происхождению разнородных пород, а олистостромы являются подводно-оползневыми образованиями, прославившими осадочные стратифицированные толщи. Однако, как будет показано ниже, при формировании олистостромов важную, а может быть и определяющую роль играют тектонические движения. Именно взаимодействие тектонических и осадочных факторов в процессе формирования олистостромов создает те структурные особенности, которые затрудняют возможность разделения меланжа и олистостромов. В связи с этим нередко олистостромы принимались за меланж и как следствие была выдвинута гипотеза об осадочном происхождении меланжа (Ganser, 1974; Dimitrijevič, 1973) и появились такие термины, как осадочный меланж (Белостоцкий, 1970).

В чем же отличие меланжей от олистостромов? Сама по себе эта тема может служить предметом самостоятельного разбора, но в этом направлении уже сделаны первые и важные шаги в трудах К. Хсю (Hsü, 1974) и А. Л. Книппера (Книппер, 1971, 1975), и на разработанные ими принципы опирался автор данной статьи при выделении и анализе олистостромов.

Хаотические образования, имеющие осадочное происхождение и состоящие из обломков офиолитов, установлены в складчатых областях разного возраста, и сейчас, пожалуй, трудно привести пример складчатой области, где неизвестны олистостромы, пространственно и генетически связанные с выходами офиолитов. Описаны докембрийские олистостромы Западного Прибайкалья (Божко, 1975), Казахстана (Павлова, 1977), Центрального массива Франции (Сарте, 1975); достаточно известны палеозойские олистостромы Аппалачей, Урала, мезокайнозойские олистостромы Альпийской области и Тихоокеанского пояса и современные олистостромы океанов. Офиолитокластовым олистостромам

посвящена обширная литература и простой перечень наименований занял бы очень много места. К сожалению, имеющиеся публикации крайне неравноценны по своему содержанию. Наряду с полными, исчерпывающими и интересными работами нередко встречаются лишь краткие и малоинформативные сообщения, а подчас авторы ограничиваются только констатацией факта их существования. Все это в значительной мере затрудняет не только создание единой классификации олистостромов, но и проведение сравнительной характеристики олистостромов разных регионов и разного возраста. Большинство сведений касается морфологии, размеров, возраста, состава связующей массы и обломков и в меньшей мере разбираются такие вопросы генетического характера, как связь олистостромов с тектоническими процессами и приуроченность их к определенным этапам геосинклинального развития. В данной работе на конкретных примерах будут рассмотрены именно эти наименее разработанные вопросы систематики олистостромов.

ОФИОЛИТОВЫЕ ОЛИСТОСТРОМЫ

В ходе геосинклинального развития первые олистостромы появляются уже на ранней, океанической стадии развития и отвечают во времени этапу формирования пород офиолитовой ассоциации.

В Северных Апеннинах в составе лигурийских офиолитов встречаются осадочные брекчии офиолитов, которые залегают в основании или переслаиваются с первыми пелагическими осадками, накопившимися на дне новообразованного океана Тетис. Выделяется несколько типов брекчий (Gianelli, Principi, 1974; Elter, 1976), которые состоят из обломков разнообразных габброидов, перидотитов, долеритов, пиллоулав, офикальцитов, известняков и реже кремнистых пород, песчаников и туфов. Отдельные обломки достигают в поперечнике 1 м. Вмещающая масса состоит из обломков пород и минеральных агрегатов (хлорит, гематит, пренит, тремолит и карбонаты). Брекчии, содержащие большое количество цемента песчаной размерности, имеют хаотическое строение. Они переслаиваются с офиолитокластовыми песчаниками и гравелитами, которые нередко имеют турбидитовый облик. Появление в блоках метаморфизованных габбро, деформированных кристаллов, сланцеватых и гнейсовидных текстур указывает на то, что размыву подвергались уже метаморфизованные и деформированные породы океанического ложа. Формирование брекчий происходило в глубоководных условиях, в результате обвалов, оползания и турбидитных потоков. В Лигурийских Апеннинах областью накопления олистостромов мог служить сильно расчлененный подводный хребет Бракко, разделявший Внешний и Внутренний Лигурийские бассейны. Подобные олистостромы, характеризующиеся незначительной мощностью и протяженностью, входят непосредственно в состав офиолитовой ассоциации и могут быть названы офиолитовыми олистостромами, так как их образование неразрывно связано с формированием офиолитовых комплексов.

В Западных Альпах в районе офиолитового массива Шабриер (Lemoine et al., 1970) выше серпентинитов, габбро и диабазов залегают яшмы, известняки и кремнистые аргиллиты свиты Реплате. Выше диабазов в основании осадочной части разреза расположены горизонты брекчий (мощностью до 30 м), которые в основном содержат обломки разнообразных диабазов (есть диабазы с глаукофаном) и в меньшем количестве известняков, известковистых сланцев и габбро. Формирование брекчий произошло после излияния лав в результате разрушения подводных тектонических эскарпов. Хаотические брекчии выявляются, и их мощность увеличивается в тех разрезах, где резко сокращается мощность яшм и известняков или они вообще отсутствуют. На наш взгляд, эту особенность расположения брекчий можно объяснить более

глубоководными условиями образования брекчий в пределах узких долин или рифтовых ущелий. Брекчии массива Шабриер сходны с полигенными брекчиями хребта Бракко и также должны рассматриваться в составе офиолитовых олистостромов. Надо отметить, что офиолитовые олистостромы изучены еще плохо и нередко они принимаются за тектонические и вулканические брекчии.

Океанологические исследования (драгирование, бурение, подводные визуальные наблюдения) позволили обнаружить современные аналоги офиолитовых олистостромов и более определенно подойти к решению их генезиса. Установлено, что в срединно-океанических хребтах (Пейве, 1975; Мурдмаа, 1968; Розанова, 1971; Vonatti et al., 1973) осадки рифтовых ущелий и поперечных депрессий характеризуются пестрым гранулометрическим составом, плохой окатанностью обломочного материала, градационным и оползевыми текстурами. Обломочный материал, представленный гипербазитами, габброидами, долеритами, толеитовыми базальтами и спилитами, поступал за счет разрушения тектонизированных бортов впадин. Транспортировка обломочного материала осуществлялась суспензионными потоками, подводными оползнями, обвалами и осыпями. При этом все авторы особо подчеркивают, что накопление обломочного материала происходило в условиях интенсивных тектонических движений, сопровождаемых дроблением пород, сейсмическими толчками, базитовым вулканизмом. Становление вулканогенно-осадочного комплекса Срединно-Атлантического хребта в условиях океанического орогенеза было недавно убедительно обосновано А. В. Пейве (1975).

Таким образом, офиолитовые олистостромы и их современные аналоги формировались в условиях сильно расчлененного рельефа. Обломочный материал имеет местное происхождение и поступал со склонов разрушающихся тектонических уступов или бортов впадин под постоянным действием тектонических подвижек. Наличие глаукофана — показателя высоких давлений свидетельствует о значительных напряжениях. Офиолитовые олистостромы развиты локально, и их мощность не превышает первых десятков метров. Обнаружение офиолитовых олистостромов имеет важное палеотектоническое значение, так как позволяет говорить о формировании вмещающих их офиолитов в пределах срединно-океанических хребтов.

ОФИОЛИТОКЛАСТОВЫЕ ОЛИСТОСТРОМЫ

Олистостромы, которые будут рассмотрены ниже, следует объединять в разряд офиолитокластовых олистостромов. К данной группе относятся олистостромы, распространенные среди сланцево-граувакковых серий, и олистостромы, связанные с флишевой седиментацией. Часть из них образуется на более ранних этапах развития геосинклинали, а другие (большая часть) на переходной стадии. Характерно, что с переходной стадией связано массовое появление олистостромов, причем наиболее типичны флишевые и «островодужные» олистостромы.

Олистостромы среди сланцево-граувакковых серий. Наиболее ранние офиолитокластовые олистостромы этой группы встречаются среди сланцево-граувакковых серий типа блестящих сланцев и францисканской формации. Для этих серий характерно появление довольно значительного количества включений офиолитового материала, который рассеян или в виде отдельных глыб или в виде мелких обломков среди алевро-глинисто-конгломератовых горизонтов, многие из которых имеют хаотическое строение.

«Блестящие сланцы» (бюнднерские сланцы или кальцишисты) Альп и Корсики являются глубоководными геосинклинальными осадками. Палинспастические реконструкции Пьемонтской геосинклинали Западных

Альп предполагают, что внешняя часть бассейна располагалась вдоль края Бриансонской платформы, имеющей континентальный или субконтинентальный субстрат (кристаллические массивы Монте Роза, Гран Парадиз, Дора Майра и др.). Во внутренней части Пьемонтского бассейна на коре океанического типа (габбро-перидотитовый субстрат) накапливались терригенные и терригенно-известковистые осадки с офиолитами (блестящие сланцы).

Олистоостромы известны как во внешней, так и во внутренней частях Пьемонтского бассейна. Во внешней части бассейна на карбонатных, платформенных отложениях среднего и верхнего триаса залегают кремнистые известняки и мергели лейаса с прослоями известково-доломитовых брекчий и крупными олистолитами триасовых доломитов. С этими образованиями часто связаны известковистые турбидиты. Формирование олистоостромов происходило за счет разрушения тектонически активного края бассейна. Устойчивое погружение привело к накоплению в доггере терригенных осадков с прослоями радиоляриевых глин. В это время появляются первые олистоостромы, содержащие продукты разрушения внутренних частей Пьемонтской геосинклинали. Наряду с обломками слюдяных сланцев и доломитов встречаются линзовидные тела серпентинитовых брекчий и олистолиты серпентинитов (Sturani, 1972).

Во внутренней части бассейна непосредственно на габбро-перидотитовом субстрате залегают мощные вулканогенно-осадочные серии: массивные долериты, пиллоу-лавы, офиолитовые олистоостромы, яшмы, радиоляриты, кристаллические и кремнистые известняки, блестящие сланцы. Здесь, как и в Апенниннах, предполагается существование крупного сооружения типа хребта Бракко (серпентиниты, метагаббро, офикальциты и эффузивы). Верхние части разреза, представленные блестящими сланцами, имеют известково-терригенный состав и содержат большое количество брекчий офиолитового материала и отдельные тела офиолитов. Часть офиолитов рассматривается как продукты базальтового вулканизма (потоки, силлы, пирокластика), но тела метаморфизованных габбро, серпентинитов, серпентинитовых и офиолитокластовых брекчий рассматриваются в качестве олистоостромов и олистолитов, сползавших со склонов океанического хребта (Sturani, 1975).

Подобные сланцевые серии, содержащие переотложенные обломки офиолитов, известны в Апенниннах (свиты Паломбини, Валь Лаванья), на островах Корсика и Крит (филлитовая серия; Вундерлих, 1976), в Афганистане (серия Рокьян, горная цепь Альтимур; Mennesier, 1970). В Апенниннах продукты разрушения хребта Бракко появляются на разных стратиграфических уровнях. Помимо офиолитовых олистоостромов, которые накапливались в пределах самой структуры хребта, подводно-оползневые горизонты установлены в сланцах Паломбини (апт — альб) и Валь Лаванья (альб — сеноман), осадках, перекрывающих офиолиты хребта Бракко и выполняющих Лигурийский океанический бассейн. По аналогии с современными океанами это могли быть осадки слоя I.

Францисканский комплекс Калифорнии, Орегона и Мексики представляет собой совокупность осадочных, магматических и метаморфических пород, залегающих структурно ниже офиолитов и разрезов Большой Долины (Бейли, Блейк, 1969; Blake, Jones, 1974; Hsü, 1974; Хсю, 1976). Преобладающие породы — граувакки, глинистые и кремнистые породы, серпентиниты, известняки, основные вулканы, голубые сланцы и эклогиты. Степень деформированности пород францисканского комплекса весьма интенсивная, и они превращены в типичный меланж, что в значительной мере затрудняет расшифровку первоначальной картины их формирования. Францисканский комплекс, в котором известны органические остатки верхней юры — мела и, возможно, палеогена, рассматривается как эвгеосинклинальное образование, накопившееся в бассейне с корой океанического типа. К. Хсю (1976, стр. 387) подчеркивает, что

«меланж содержит большое количество слоев осадочной брекчии» и поэтому «необходимо учесть возможность того, что францисканский меланж представляет собой олистостромы, испытавшие сильное смятие». Действительно, предлагаемая американскими авторами модель формирования меланжа в условиях постоянного мигрирующего желоба допускает приток материала мутьевыми потоками и подводными оползнями. Принимая во внимание сильную тектоническую нарушенность францискана и возникающие в связи с этим трудности восстановления первоначальной картины осадконакопления, целесообразно обратиться к другому примеру — к разрезам Большой Долины, где природа подводно-оползневых образований изучена значительно лучше.

Разрез Большой Долины представляет собой серию миогеосинклинальных осадков, разновозрастных францисканским меланжам, и содержит олистостромы среди отложений верхней юры и верхнего мела (главным образом на рубеже сеномана — турона) (Бейли, Блейк, 1969). Бассейн осадконакопления был глубоководным и располагался вдоль края континента. В восточной части прогиб имел континентальную кору, а в западной — океаническую, где наиболее древние верхнеюрские отложения ложатся на серпентинизированные перидотиты. Разрез начинается с подушечных лав, кремнистых пород и внутрiformационных брекчий. Выше залегает мощная толща чередования алевролитов, песчаников, гравелитов и конгломератов верхней юры — мела. Встречающиеся в этой толще подводно-оползневые горизонты хаотического строения имеют мощность от 1 до 50 м и прослеживаются на расстоянии 1—2 км. Они состоят из несортированного песчано-глинистого цемента (до 50—80% всего объема породы) и многочисленных галек и валунов, достигающих в поперечнике 5 м. Среди обломков содержатся основные вулканы, серпентиниты, известняки, песчаники и сланцы, а также роговообманковые кварцевые диориты. Обломки кварцевых диоритов были снесены в прогиб с востока, но в целом материал восточного происхождения (т. е. с континента) довольно редок.

Среди хаотических образований весьма характерны горизонты, состоящие из обломков серпентинитов, которые получили название «осадочных серпентинитов» (Taliaferro, 1943; Moiseyev, 1970; Lockwood, 1971). Относительно их происхождения существуют разные точки зрения. Н. Л. Талиаферро (Taliaferro, 1943) считал, что они образовались в результате размыва склонов прогиба и поднятий, т. е. эти представления близки к представлениям о формировании рассмотренных выше типов офиолитокластовых олистостромов Апеннин и Альп. Э. Г. Бейли и М. К. Блейк (1969) их образование связывают с разрушением растущих диапировых внедрений. А. Н. Моисеев (Moiseyev, 1970) высказал предположение, что обломочные серпентиниты Большой Долины накапливались в океаническом тропе, располагавшемся в основании континентального склона. Источником обломочного материала служили постоянные внедрения серпентинитов, происходящие под действием тектонических факторов. Следы деформаций, сингенетичные формированию олистостромов Большой Долины и свидетельствующие о тектонической активности бассейна, отмечались всеми исследователями.

Офиолитокластовые олистостромы, формирующиеся в прогибах с корой океанического типа, известны также на Кипре. Олистостром Мони (Lapierre, 1975) или меланж Мони (Robertson, 1977) расположен в верхней части пелагической песчано-глинисто-известковистой серии кампана — маастрихта, залегающей на верхних пиллоу-лавах массива Троодос, являющегося фрагментом океанической коры Мезотетиса. Олистостром несогласно перекрывается также довольно глубоководными мергелисто-известковистыми осадками верхнего маастрихта. Олистостром Мони (мощностью от 20 до 150 м) на 95% состоит из отдельных блоков триасово-юрских пород свиты Мамония (лавы, известняки, пес-

чаники, радиоляриты). В меньшем количестве распространены обломки серпентинитов и габброидов. Цементом олистострома являются глубоководные радиоляриевые алевролиты и глины. Относительно происхождения олистострома Мони нет единого мнения. Так, например, А. Робертсон (Robertson, 1977) считает, что накопление происходило в глубоководных условиях в ходе субдукции океанической коры Троодоса под континентальную окраину Африканского континента, и быстрое оползание больших масс обусловило отсутствие стратификации. Напротив, Г. Лапьер (Lapierre, 1975) предполагает, что происходила обдукция океанической коры на край континента. Несмотря на эти разногласия, важно, что олистостром Мони накапливался в глубоководных условиях в бассейне с океанической корой и его формирование неразрывно связано с тектоническими деформациями, будь то обдукция или субдукция. Существование тектонических деформаций доказывается также несогласным налеганием верхнего маастрихта.

Рассмотренные нами офиолитокластовые олистостромы характеризуются следующими особенностями. Они формировались на ранних стадиях и в бассейнах с океанической корой. Офиолитокластовые олистостромы Западных Альп, Апеннин и Кипра характеризуют внутренние зоны океана Тетис, а олистостромы францискана и Большой Долины накапливались в новообразованных прогибах, расположенных вблизи края континента. Обломочный материал поступал в процессе разрушения внутренних поднятий (срединно-океанические хребты и др.) и тектонических уступов, сложенных породами офиолитовой ассоциации. Осадки, вмещающие олистостромы, являются глубоководными, а сами олистостромы имеют мощность в первые метры или десятки метров. Офиолитокластовые олистостромы среди сланцево-граувакковых серий имеют значительно большую протяженность, нежели офиолитовые олистостромы, а их мощность хоть и несколько больше, но также не превышает десятки метров.

Возможность разноса обломочного материала на большие пространства в значительной мере обусловлена тектоническими причинами и была связана с продолжающимся ростом поднятий, дальнейшей их деформацией, а также возникновением новых источников сноса, сложенных офиолитами. Действительно, состав офиолитокластовых олистостромов отличается большим разнообразием по сравнению с офиолитовыми олистостромами. В них наряду с обломками меланократового фундамента содержатся обломки пород верхней вулканогенно-осадочной части офиолитовой ассоциации.

Несмотря на то что среди олистостромов встречаются горизонты мономиктовых подводно-оползневых брекчий, вся совокупность обломочного материала имеет пестрый состав. Причем отсутствие каких-либо закономерностей в их распределении, а также состав и форма обломков позволяют предполагать, что размывался уже деформированный офиолитовый комплекс, превращенный в тектонический меланж.

Олистостромы среди флишевых серий. К следующей группе олистостромов относятся офиолитокластовые олистостромы, формирование которых связано с флишевыми сериями, и во времени они отвечают переходной стадии развития.

Связь олистостромов с флишевыми сериями общеизвестна. Дикий флиш, впервые описанный в Альпах, представляет собой не что иное, как сочетание турбидитов и олистостромов. Подобный тип олистостромов широко развит в Альпийской области, где он хорошо изучен, а после работ итальянских геологов его можно считать классическим типом олистостромов.

Офиолитокластовые олистостромы Северных Апеннин состоят из обломков самых разнообразных пород офиолитовых серий: гипербазитов, габброидов, диабазов, долеритов и перекрывающих их осадков

(радиоляриты, кальционеловые известняки, сланцы Паломбини и др.). Мощность олистостромовых горизонтов изменяется от нескольких сантиметров до нескольких десятков метров. Олистостромовые горизонты и олистолиды чередуются с офиолитокластовыми турбидитами, и вся совокупность слагает толщу мощностью в несколько сот метров. Состав турбидитов не всегда соответствует составу олистостромов и олистолидов, что объясняется существованием разных источников сноса. П. Элтер и Л. Тревизан (1976) предполагают, что появление олистостромов на разных стратиграфических уровнях было вызвано разрушением одного крупного поднятия хребта Бракко, вблизи которого олистостромы более многочисленны и могут замещать флишевые осадки. При движении олистостромов, выпавшая ил, могли ложиться прямо на офиолиты. Несравненно большее количество олистостромов во внешних зонах в сравнении с внутренними, по мнению авторов, объясняется асимметричным строением хребта. Однако, на наш взгляд, правомочно и другое предположение о постоянном движении аллохтонных масс в восточном направлении. Подтверждением этому может служить тот факт, что уже в зоне верхней части хребта Бракко в виде лежащей складки перекрыла офиолитокластовые олистостромы вместе с вмещающими их меловыми и палеогеновыми осадками. В дальнейшем перемещение всей массы покровов внутренних зон в направлении Тоскано-Умбрийского автохтона также сопровождалось формированием олистостромов, в том числе и офиолитокластовых, возраст которых постепенно омолаживался к востоку. Эта отчетливая полярность интерпретируется итальянскими геологами как результат движения аллохтонных масс (Abbate et al., 1970; Dallon, Nard, 1975). Более определенно связь олистостромов с движением тектонических покровов может быть видна на примере офиолитокластовых олистостромов Турции и Малого Кавказа.

В юго-западной Турции, в горах Ликийского и Западного Тавра, офиолитокластовые олистостромовые толщи, связанные с флишевыми сериями, встречаются среди верхнемеловых — палеоценовых отложений. Этот регион, известный под названием «изгиба Испарты», отличается чрезвычайно сложным строением в виде системы аллохтонных пластин, наложенных одна на другую и сложенных разнообразными и разного возраста метаморфическими, магматическими и осадочными образованиями (Gruppi et al., 1970; Vergoulli et al., 1974). Автохтоном служат палеозойский и мезозойские, главным образом мелководные платформенные карбонатные серии, перекрывающие древний кристаллический цоколь. Автохтонный комплекс рассматривается как часть Африкано-Аравийской платформы.

Олистостромы известны как в составе аллохтона, так и автохтона. По возрасту они разделяются на позднемеловые, позднеэоценовые и миоценовые. Эти же временные интервалы отвечают главным эпохам шарьирования. Связь олистостромов с покровообразованием доказывается однозначно наличием в составе олистостромов обломочного материала вышележащих покровов. Офиолитокластовые олистостромы известны в ликийских покровах и покровах Бейшехир-Хойран.

В покровах Бейшехир-Хойран офиолитокластовые олистостромы обнаружены в нижней аллохтонной пластине, сложенной терригенными отложениями девона — среднего карбона, известняками верхнего карбона — перми, доломитами триаса и мелководными известняками юры — верхнего мела. Выше залегают пелагические известняки верхнего сенона, которые сменяются флишевой серией верхнего сенона — палеоцена, содержащей горизонты олистостромов и олистолидов (дикий флиш). Экзотический материал содержит разнообразные фрагменты вышележащих покровов. Появление обломков гарцбургитов, габбро, основных эффузивов и радиоляритов связано с лежащим непосредственно выше покровом офиолитов.

В западных ликийских покровах офиолитокластовые олистостромы также связаны с флишевой седиментацией (свита Карабортлен) позднего сенона — палеоцена. В нижней части это типичный песчано-глинистый флиш, а в верхней — дикий флиш (Bernoulli et al., 1974), содержащий обломки известняков, пород флиша и офиолитов. Флиш расположен в верхней части разреза палеозойско-мезозойских отложений и перекрывается «диабазовым покровом», представляющим собой меланж из пород офиолитовой ассоциации. Переход между осадочными и тектоническими брекчиями постепенный, и на расстоянии нескольких метров песчаный матрикс дикого флиша сменяется туффитовым матриксом диабазового покрова, в который погружены экзотические блоки. Породы верхней части дикого флиша оказываются включенными в основание диабазового покрова. Границу между ними провести трудно, и она является довольно условной. Этот пример хорошо иллюстрирует тесную связь между формированием олистостромов и становлением покровов. К этому вопросу мы еще раз вернемся при рассмотрении олистостромов Малого Кавказа.

В Восточном Тавре среди платформенных образований автохтона известен олистостромовый комплекс Бесни, залегающий на кампан-нижнемаастрихтском флише Каstell и перекрывающийся конгломератовой толщей верхнего маастрихта (Rigo de Righi, Cortesini, 1964). Олистостром Бесни образовался за счет разрушения и переотложения материала крупного и сложнопостроенного покрова Кеван, включающего офиолиты. Формирование покрова Кеван было вызвано сжатием офиолитовой зоны и последующим оползанием в центральную часть, расположенной южнее депрессии. Разрушение отдельных частей покрова, происходившее в процессе оползания, было главным фактором образования обломочного материала для олистострома Бесни. На олистостром Бесни и покров Кеван вместе с залегающими на них мел-палеоген-неогеновыми осадками надвинуты аллохтонный комплекс Элазиг и массив Битлис. В составе покрова Элазиг выделяются пластины офиолитов и дикого флиша (офиолит-флишевый комплекс; Hall, 1976). Дикый флиш имеет поздне меловой — палеоценовый возраст и помимо офиолитовых обломков содержит обломки и глыбы пермских мраморов и других метаморфических пород. Появление офиолитов объясняется выдавливанием, продвижением и разрывом пластин меланжа, а обломки метаморфических пород сносились с массива Битлис. На западе Битлиса между отложениями верхнего мела и эоцена установлено несогласие, отражающее этап воздымания, складчатости и надвигания массива.

Олистостромовые толщи офиолитовых зон Малого Кавказа подстилаются флишевыми сериями и перекрываются офиолитовыми покровами (Книппер, 1971, 1975; Ломизе, Панов, 1975; Соколов, 1977). Олистостромовые толщи включают как собственно оползневые горизонты (олистостромы), оползневые блоки (олистоолиты), так и пакки стратифицированных осадочных пород (межоллистостромовые слои). Некоторые межоллистостромовые слои содержат горизонты турбидитов. В обломках встречаются породы уже деформированного офиолитового комплекса, а отдельные олистоолиты сложены фрагментами серпентинитового меланжа. Верхние части олистостромовой толщи, подстилающие покров офиолитов, состоят из крупных олистоолитов этого покрова. Вверх по разрезу по мере приближения к подошве покрова их размер и количество увеличиваются и они часто оказываются нагроможденными друг на друга. На поверхности олистоолитов развиты борозды скольжения. Цементирующая их масса встречается редко и также несет следы деформаций. Такие образования, выделенные под названием олистоолитовой фации (Соколов, 1977), затрудняют проведение границы между олистостромовой толщей и тектоническим покровом и вместе с явлениями перемешивания пород кровли олистостромовой толщи и подошвы

покрова являются прекрасным примером одновременности формирования олистостромов с движениями тектонических покровов, тем самым подчеркивая роль тектонических движений при образовании олистостромов.

Другой характерной чертой, связанной с накоплением олистостромов Малого Кавказа, является смена источников сноса, предшествовавшая их накоплению. Обломочный состав флишоидной и олистостромовой толщ различный. Первые обломки офиолитов во флишоидной толще появляются только в породах ее кровли, но уже в нижней части олистостромовой толщи офиолиты слагают до 90—95% состава обломков. Более того, в тех разрезах, где оползневых масс мало и преобладают межоллистостромовые слои, последние нередко имеют внешний облик (флишоидное переслаивание) и состав, сходный с породами залегающей ниже флишоидной толщи. Следовательно, попадание офиолитов в область размыва было обусловлено возникновением нового источника сноса и причину этого явления легче всего объяснить тектоническими факторами.

В Севано-Акеринской зоне автохтон сложен вулканогенно-осадочными толщами островодужного типа, на которых залегают флишоидная толща альба — сеномана. В Вединской зоне автохтон представлен платформенными карбонатными сериями палеозоя — мезозоя, на которых залегают терригенно-известковая флишоидная толща нижнего коньяка. Вединский разрез обнаруживает определенное сходство с разрезами Тавра, Загроса, Омана, т. е. южных областей Альпийской области.

Кроме рассмотренных выше примеров в пределах Альпийской области флишевые офиолитокластовые олистостромы описаны в Динаридах (Белостоцкий, 1970), Иране (меловой флиш с экзотическими телами), Северных Гималаях (Gansser, 1974) и многих других районах.

Флишевые офиолитокластовые олистостромы известны также и в пределах Тихоокеанского пояса. Например, на п-ове Тайгонос олистостромы появляются в верхней части разреза волжско-нижнебарремских отложений Пенжинско-Анадырской зоны среди терригенного флиша (Некрасов, 1976). Обломочный материал олистостромов и флишевой толщи представлен серпентинитами, спилитами, диабазами, яшмами, кремнистыми сланцами, жильным кварцем, доломитами, а также амфиболовыми диоритами и пермскими известковистыми алевролитами. В районе Валижгенского поднятия развиты обломочные породы серпентинитового состава. Олистостромовые горизонты в основном сложены глыбовыми брекчиями, валунными конгломератами, которые переслаиваются с пачками грубого и тонкого флиша. Общая мощность всей толщи изменяется от 500 до 2500 м. Олистостромовая толща надстраивает разрез вулканогенно-кремнисто-терригенных серий, накапливавшихся на ранних этапах развития новообразованного глубоководного прогиба. Накопление олистостромовой и флишоидной толщ отвечало во времени уже новому этапу развития, характеризующемуся сжатием и сокращением прогибов. Обломочный материал для олистостромов поступал за счет размыва и разрушения подводного уступа, разделяющего две структурно-фациальные зоны. Отмечается, что в юго-восточном направлении происходила миграция уступа и омоложение олистостромов. Подобный уступ, безусловно, мог представлять собой морфологическое выражение надвига.

Заканчивая рассмотрение флишевых олистостромов, приведем еще один пример неогеновых олистостромов Тайваня. Эвгеосинклинальные образования, расположенные на востоке о. Тайвань (береговой хребет Тайдун), делятся на три части, разделенные между собой структурными несогласиями (Kimura et al., 1970; Chingchang, 1974). Нижний комплекс (меланократовое основание) сложен базитами, гипербазитами, а также филлитами. Средний комплекс слагают вулканиты и пирокласты

среднего и основного составов. Верхний комплекс, включающий олистостромы, имеет терригенный состав (конгломераты, песчаники, аргиллиты, туфы и прослои известняков). Олистостромовые горизонты состоят из обломков изверженных пород основного и ультраосновного составов, песчаников, известняков и нестратифицированной алевроито-глинистой вмещающей массы. Основное количество обломочного материала поступало с востока из области, в настоящее время скрытой под водами Тихого океана, и только незначительное количество, главным образом ультраосновных пород, сносилось с запада за счет разрушения диапировых структур. Первые горизонты офиолитокластовых олистостромов появляются в основании вулканогенно-осадочных образований среднего комплекса. Основная же масса формировалась на более поздних этапах. Характерной их особенностью служит переслаивание или замещение по простиранию пачками турбидитов. В структурном плане олистостромы расположены вдоль границы автохтона и аллохтона и их формирование связывается с процессами надвигообразования.

Большинство олистостромов, связанных с флишевой седиментацией по времени своего образования, отвечает переходному этапу геосинклинального развития, характеризующемуся интенсивными горизонтальными перемещениями и скучиванием масс. Формирование олистостромов данного типа было связано с вторичными перемещениями офиолитов и происходило за счет разрушения фронтальных частей движущихся аллохтонных масс.

В течение геосинклинального процесса происходит усложнение внутренней структуры офиолитового комплекса, сопровождающегося образованием тектонических брекчий, зон милонитизации и катаклаза, вплоть до формирования тектонического меланжа. Эти явления находят отражение в составе и морфологии обломков в олистостромах. Многие обломки имеют уплощенную давленную форму, а породы в обломках сильно тектонизированы (трещиноватость, складчатость, зеркала скольжения). Нередко обломки и глыбы сложены тектоническими брекчиями или фрагментами меланжа. К моменту накопления подобных олистостромов уже была уничтожена первоначальная структура геосинклинальных бассейнов. Аллохтонные массы переходного этапа помимо офиолитов часто содержат пластины с комплексами пород разных структурно-фациальных зон (покров Кеван, покровы Западного Тавра, Омана и др.). Поэтому кроме офиолитов, составляющих основную массу обломочного материала, в олистостромах содержится экзотический материал из разнообразных магматических, осадочных и даже метаморфических пород, не имеющих отношения к офиолитам. Интересно, что не всегда удается найти источники экзотики в покровных пакетах окружающих структур, и поиски аналогов вынуждают обращаться к разрезам весьма удаленных областей. Приведем несколько примеров. В олистостромовой толще Веди были обнаружены известняки средней юры, источником которых могут быть только юрские разрезы южной окраины Альпийской области. В Загросе, Омани и в Гималаях (покров Киогар) в олистостромовой толще и в покровах известны экзотические тела известняков, первоначальное положение которых в пространстве остается дискуссионным.

Мощность флишевых олистостромов изменяется от нескольких сот метров до 1 и даже 2 км, а прослеживаются они на расстоянии десятков и сотен километров. При описании этого типа олистостромов мы вынуждены были использовать понятие олистостромовой толщи (см. выше). Олистостромовые толщи являются самостоятельными картируемыми телами. Например, полоса выходов поздне меловых — палеоценовых олистостромов только на территории Турции и Ирана, не включая Грецию и Оман (где также есть аналогичные образования того же возраста), составляет в длину 2000 км. Следовательно, мы имеем дело с явления-

ми, масштабы которых соизмеримы с пространствами складчатых зон и происходящими одновременно по всей протяженности складчатых зон. В Альпийской области выделяются среднемеловая, поздне меловая, позднеэоценовая и миоценовая эпохи олистостромообразования (Леонов, 1976).

Огромный объем и значительная протяженность олистостромовых толщ обусловлены, с одной стороны, достаточно легкой разрушаемостью аллохтонных масс (серпентинитовый меланж и др.), а с другой — постоянным перемещением аллохтонных комплексов, постепенно включающих в свой состав отложения новых структурно-фациальных зон. Оба явления имеют тектоническую природу. Учитывая огромные масштабы этих движений, вызывающих структурную перестройку всей складчатой зоны, становится ясным, что формирование олистостромов данного типа обусловлено тектоническими процессами, которые характеризуют определенный этап развития геосинклинальной области. Отдельные тектонические явления (дробление, брекчирование), сопровождающие эти процессы, создавали лишь благоприятную почву для формирования олистостромов или служили «спусковым» механизмом (землетрясения и др.).

Значительные перемещения аллохтонных масс привели к тому, что олистостромовые толщи этого типа, как правило, накапливались во внешних частях геосинклинальных зон или за их пределами. Олистостромы Загроса, Тавра, Омана и Малого Кавказа (Веди) располагаются среди мезозойских разрезов чехла Африкано-Аравийской платформы, а олистостромы Восточных Понтид и Севано-Акеринской зоны перекрывают островодужные комплексы северной окраины океана Тетис.

Таким образом, офиолитокластовые олистостромы данного типа резко отличаются от более ранних типов мощностью, протяженностью, формационной принадлежностью к флишевым сериям, пространственной приуроченностью к внешним зонам или к окраинам обрамляющих континентов.

Следует обратить внимание на то, что при описании данной группы олистостромов автор сознательно избегал употребления, казалось бы, удобного термина «флишевые олистостромы», потому что их связь с флишевой седиментацией нередко в достаточной мере условна и не всегда отчетливо выражена.

Заканчивая рассмотрение офиолитокластовых олистостромов, отметим, что обломки офиолитов встречаются также среди олистостромов, формирование которых связано с развитием вулканических дуг. Подобные образования установлены на Урале (Хворова и др., 1975), в Южной Монголии (Зоненшайн и др., 1975) и некоторых других районах. Для них характерны продукты синхронного вулканизма, и в латеральном направлении они нередко замещаются флишевыми толщами. Однако в связи с тем, что количество офиолитового материала в них крайне незначительно и появление офиолитов носит случайный характер, на наш взгляд, их не следует включать в группу офиолитокластовых олистостромов.

ВЫВОДЫ

Таким образом, олистостромы, состоящие из обломков пород офиолитовой ассоциации, подразделяются на два класса: офиолитовые и офиолитокластовые (рисунок). Такое деление в первую очередь основано на различном составе обломочного материала. В офиолитовых олистостромах содержатся главным образом обломки меланократового фундамента (гипербазиты, габброиды, габбро-диабазы, долериты), а в офиолитокластовых — обломки всей офиолитовой триады. Офиолитовые олистостромы образуются на океанической стадии развития земной коры, входят в состав офиолитового комплекса и характеризуют определенные условия его становления.

Офиолитокластовые олистостромы отвечают этапу интенсивного разрушения офиолитов, нередко уже превращенных в тектонический меланж. Они делятся на два самостоятельных типа, отражающих дальнейшую эволюцию офиолитового комплекса. Одни из них, более ранние и связанные со сланцево-граувакковыми сериями, накапливались в геосинклинальных прогибах с океанической корой. Олистостромы другого типа (флишево-олистостромовой комплекс) являются наиболее характерными и легко диагностируемыми. Они образуются позднее на переходной стадии и главным образом во внешних зонах геосинклинальной области. Их формирование связано со вторичными перемещениями офиолитов и отвечает времени интенсивных горизонтальных перемещений. «Флишевые» олистостромы обнаруживают тесную генетическую и пространственную связь с офиолитовыми покровами и могут рассматриваться в качестве комплексов — показателей шарьирования.

Олистостромы		Офиолитовые		Офиолитокластовые	
		Среди вулканогенно-осадочных серий	Среди сланцево-граувакковых серий	Среди флишевых серий	Среди флишевых серий
Стадии развития земной коры	Переходная		■		■
	Зрелая		■		
	Океаническая	■	■		
	Ранняя				

Схема, иллюстрирующая положение офиолитовых и офиолитокластовых олистостромов в складчатых областях

Офиолитокластовые олистостромы помимо офиолитов, составляющих основную массу обломков, содержат также «экзотические» обломки пород, не имеющих отношения к офиолитам. Причем во времени (с переходом от офиолитовых олистостромов к сланцево-граувакковым и флишевым) их состав становится разнообразнее, что объясняется, во-первых, более пестрым составом меланжа по мере его «зрелости», во-вторых, более сложным строением источников сноса и, в-третьих, вовлечением в процесс шарьирования помимо офиолитов отложений разных структурно-фациальных зон.

Рассмотренный эволюционный ряд олистостромов, связанных с определенными литолого-формационными комплексами, отражает последовательное увеличение степени деформированности офиолитов от образования тектонических брекчий и меланжа до возникновения крупных офиолитовых аллохтонов, перемещавшихся на значительные расстояния.

В заключение необходимо отметить, что выделение рассмотренных в работе генетических типов олистостромов должно способствовать дальнейшему их изучению. Особенно важным представляется выявление различных морфологических типов — показателей генетической принадлежности.

Литература

- Белостоцкий И. И. Зоны меланжа и хаотических структур.— В кн.: Очерки структурной геологии сложноподстилаемых толщ. М., «Недра», 1970.
- Бейли Э. Г., Блейк М. К. Тектоническое развитие западной Калифорнии в позднем мезозое.— Геотектоника, 1969, № 3.
- Божко Н. А. Офиолиты центральной части Западного Прибайкалья.— Докл. АН СССР, 1975, т. 223, № 2.
- Вундерлих Г. Гравитационные аномалии, мигрирующие передовые прогибы и роль силы тяжести в перемещении покровов на примере мионид (Восточное Средиземноморье).— В сб.: Сила тяжести и тектоника. М., «Мир», 1976.
- Книппер А. Л. Серпентинитовый меланж Малого Кавказа (внутреннее строение и возраст).— Геотектоника, 1971, № 5.
- Книппер А. Л. Океаническая кора в структуре Альпийской складчатой области.— Тр. ГИН АН СССР, 1975, вып. 267.

- Леонов М. Г. Тектонический режим эпох олистостромообразования.— Геотектоника, 1976, № 5.
- Ломизе М. Г., Панов Д. И. Об аллохтонных офиолитах Севанской зоны (Малый Кавказ) — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1975, т. 49, № 5.
- Мурдмаа И. О. О некоторых особенностях минерального состава осадков рифтовых зон срединно-океанских хребтов.— Литол. и полезн. ископ., 1968, № 5.
- Некрасов Г. Е. Тектоника и магматизм Тайгоноса и северо-западной Камчатки. М., «Наука», 1976.
- Павлова Т. Г. К вопросу о возрасте Улутавского гипербазитового массива.— Докл. АН СССР, 1977, т. 232, № 5.
- Пейве А. В. Тектоника Срединно-Атлантического хребта.— Геотектоника, 1975, № 5.
- Розанова Т. В. Осадки зон срединных хребтов Индийского океана.— В сб.: История Мирового океана. М., «Наука», 1971.
- Соколов С. Д. Олистостромовые толщи и офиолитовые покровы Малого Кавказа. М., «Наука», 1977.
- Эльтер П., Тревизан Л. Олистостромы в тектонической эволюции Северных Апеннин.— В сб.: Сила тяжести и тектоника. М., «Мир», 1976.
- Хворова И. В., Вознесенская Т. А., Руженцев С. В. Раннегеосинклинальные формации Сакмарской зоны Южного Урала.— Литол. и полезн. ископ., 1975, № 4.
- Хсю К. Развитие береговых хребтов Калифорнии в мезозое.— В сб.: Сила тяжести и тектоника. М., «Мир», 1976.
- Abbate E., Bortolotti V., Passerini P. Olistostromes and olistoliths.— *Sediment. geol.*, 1970, v. 4, № 3—4.
- Bernoulli D., Craciansky P. C., Monod O. The extension of the Lycian Nappes (S. W. Turkey) into the Southeastern Aegean Islands.— *Eclog. geol. helv.*, 1974, v. 67, № 1.
- Blake M. C., Jones D. Origin of Franciscan melanges in northern California.— In: *Modern and ancient geosynclinal Sediment*, Tulsa, 1974.
- Bonatti E., Honnorez J., Gartner S. Sedimentary serpentinites from the Mid-Atlantic ridge.— *J. Sediment. Petrol.*, 1973, v. 43, № 3.
- Carne F. Essai d'interpretation unitaire des corps de roches basiques et ultrabasique dans la partie moyenne du Massif central.— *C. r. Acad. France*, 1975, D 281, № 5—8.
- Chingchang B. Taiwan Mesozoic-cenozoic orogenic belts. Edinburg, 1974.
- Dallan N. L., Nard R. Structural pattern of the Northern Apennines.— *Quad. Ric. sci.*, 1975, № 90.
- Dimitrijević M. D. Geology of Kerman Region.— *Geol. surv. Iran*, 1973, № 52.
- Elter P. Le ensemble figure.— *Bull. Soc. geol. France*, 1975 (1976), v. 17, № 6.
- Ganser A. The ophiolitic melange a worldwide problem on tethyan examples.— *Eclog. geol. Helv.*, 1974, v. 67, № 3.
- Gianelli G., Principi G. Breccias of the ophiolitic suite in Monte Bocco (Ligurian Apennina).— *Bull. Soc. Geol. Italia*, 1974, v. 93.
- Hall R. Ophiolite emplacement and the evolution of the Taurus suture zone, southern Turkey.— *Bull. geol. Soc. Amer.*, 1976, v. 87, № 7.
- Hsu K. Melanges and their distinction from olistostromes.— In: *Modern and ancient geosynclinal Sediment*, Tulsa, 1974.
- Kimura T., Yen T. P., Konishi K. The structural relation of the Taitung coastal range with the Central range of Taiwan.— *Geol. and Paleontol. South Asia*, 1970, v. 8.
- Lapierre H. Les formations sedimentaires et eruptives des nappes de Mamonia et leurs relations avec le massif du Troodos.— *Mem. Soc. geol. France*, 1975, v. 54, № 123.
- Lemoine M. Donnees nouvelles sur la serie du Goudran près Briançon (Alpes cottiennes).— *Geol. alp.*, 1971, v. 47, № 2.
- Lemoine M., Steen D., Vuagnat M. Sur problème stratigraphic des ophiolites piémontaises et des roches sedimentaires associees.— *C. r. Seanse SPHN Genève*, 1970, v. 5, fasc. 1.
- Lockwood J. P. Sedimentary and Gravity — Slide Explacement of Serpentinite.— *Bull. geol. soc. America*, 1971, v. 82, № 4.
- Mennesier G. Découverte du Turonien et de Albo-Aptien au sein de la serie shisteuse a ophiolites de la parties central de la chaine d'Altimur, Afganistan oriental.— *C. r. Acad. Sci., France*, 1970, D 270, № 11.
- Moiseyev A. N. Late Serpentinite Movements in the California Coast Ranges: New Evidence and its Amplication.— *Bull. Soc. Geol. Amer.*, 1970, v. 81, № 6.
- Rigo de Righi M., Cortesini A. Gravity tectonics in foothills structure belts of Southeast Turkey.— *Bull. Amer. Assoc., Petrol. geologist*, 1964, v. 48, № 12.
- Robertson A. U. F. The Moni melange, Cyprus: an olistostrome formed at a destructive plate margin.— *J. geol. soc., London*, 1977, v. 133, № 5.
- Sturani C. Considerazioni sui rapporti tra Appennino settentrionale ad Alpi occidentali.— *Mem. Accos. Lincei*, 1972, v. 76.
- Sturani C. Explanatory notes on the western Alps.— *Quad. Ric. sci.*, 1975, № 90.
- Taliaferro N. L. Franciscan — Knoxville problem.— *Bull. Amer. Assoc. Petrol. geologist*, 1943, v. 27, № 3.

УДК 551.263.22(575.3)

И. Г. ЩЕРБА

**ОЛИСТОСТРОМЫ В НЕОГЕНОВОЙ МОЛАССЕ СЕВЕРНОГО БОРТА
АФГАНО-ТАДЖИКСКОЙ ВПАДИНЫ**

Олистостромы на северном борту Афгано-Таджикской впадины появляются одновременно с олистостромами ее восточного борта — в конце миоцена, несмотря на разницу в строении сопряженных поднятий и различное строение молассового комплекса, вмещающего эти олистостромы. Олистостромы не связаны с режимом молассовой седиментации. Их образование представляет наложенный процесс, связанный с интенсивным проявлением тектонических движений, но не ростом горных сооружений. Вместе с тем в горообразовательную стадию механизм образования олистостромов связан с процессом гравитационного расползания тектонически расчлененных массивов.

Олистостромы — это осадочные комплексы, образующиеся в моменты активизации тектонических движений. В связи с этим большой интерес представляет изучение их пространственно-временного распределения, позволяющее выделять фазы олистостромообразования. Олистостромы встречаются главным образом среди пород офиолитовой ассоциации, во флише и в молассе. Но если в морских отложениях они образуют протяженные тела и пользуются широким распространением, то в континентальных находки олистостромов малочисленны. Это связано в первую очередь с неблагоприятными для их захоронения условиями седиментации: медленностью захоронения осадков, их постоянным переотложением, сопровождающимся окатыванием, сортировкой обломков и превращением хаотических брекчированных комплексов в нормальные конгломераты. Немаловажную роль играет и представляющая многим геологам спорность применения термина олистостром к континентальным обвално-оползневому образованию.

Вместе с тем выделение олистостромов в континентальной молассе расширяет наши представления о природе этих образований. Так, выявление миоценовых олистостромов в континентальных молассах Афгано-Таджикской впадины (Щерба, 1975) указывает на одновременное возникновение олистостромов этого времени в бассейнах с разной седиментацией: морской — в Северо-Африканском (Кер, 1973) и Средиземноморском бассейнах (Эльтер, Тревисан, 1976; Кер, 1976) и континентальной — в Центральноазиатском. Выясняется также, что независимо от условий седиментации механизм образования этих олистостромов достаточно близок: идет гравитационное перемещение в седиментационный бассейн частей тектонических покровов, либо вновь образующихся, либо оживших в связи с активизацией тектонических движений.

Изучая среднекайнозойские олистостромы Альпийско-Гималайского пояса, М. Г. Леонов (1976) пришел к выводу, что они не связаны с геологическим развитием отдельных регионов, а возникают одновременно в разных тектонических зонах в связи с проявлением интенсивных тектонических движений. На примере олистостромов, развитых на разных бортах Афгано-Таджикской межгорной впадины, устанавливается, что олистостромы не связаны также с режимом седиментации бассейна, в

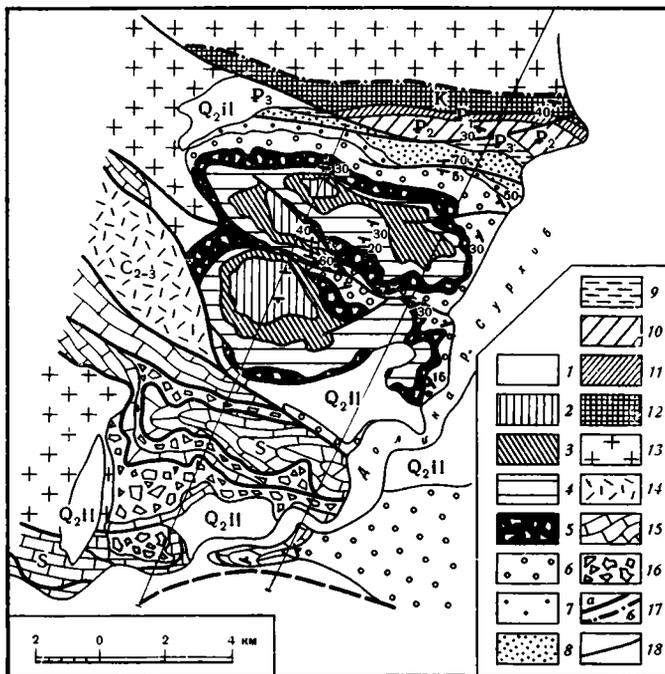


Рис. 1. Геологическая карта Новобадской синклинали
 1 — террасовый комплекс (Q_{2-3}); 2 — 6 тавильдаринская свита (?) с олистодромами и олистоплаками силурийских известняков: 2 — верхняя олистоплака, 3 — средняя олистоплака, 4 — нижняя олистоплака и перекрывающие конгломераты, 5 — известняковые брекчии олистодрома, 6 — полигенные конгломераты; 7 — хингоуская свита (ритмично-слоистые конгломераты); 8 — бальджуанская свита (красноцветные песчаники с прослоями конгломератов); 9 — олигоцен; 10 — эоцен; 11 — палеоцен; 12 — мел; 13 — палеозойские гранитоиды; 14 — каменноугольные эффузивы и сланцы; 15 — силурийские известняки; 16 — тектонические брекчии из обломков известняков и гранитов; 17 — разломы: а — пологие, б — крутые; 18 — поверхности срыва в подошве олистодрома

котором они накапливаются. Позднекайнозойская моласса в Афгано-Таджикской неотектонической впадине имеет циклическое строение. Смена циклов, улавливающаяся по изменению грубости материала и характеру залегания толщ, обусловлена усилением или ослаблением процесса роста окружающих впадину горных сооружений. В целом ритмостратиграфические комплексы, отвечающие отдельным циклам развития молассы, выделяются во всей впадине и могут быть прослежены за ее пределами. Однако их облик в разных частях впадины существенно меняется. В первую очередь он зависит от близости или удаленности от обрамляющих горных сооружений, во вторую — от особенностей их роста и внутренней структуры. Так, по окраине Памира — горного сооружения, испытавшего наибольшее поднятие в новейшее время и подвергшегося интенсивным складчатым и покровным дислокациям альпийского этапа, в течение всего миоцен-плиоцена идет накопление толщ грубых конгломератов, заполнявших глубокий Яхсуйский прогиб, вытянутый вдоль хр. Дарваз. На северном борту впадины вдоль горного сооружения Гиссаро-Алая, поднятие которого в новейшее время было менее значительным, а складчатая структура, сформированная в герцинский этап, подверглась незначительным альпийским дислокациям, накопление моласс идет в локальных прогибах, крупнейшим из которых является Душанбинский, и они имеют менее грубый состав, чем на востоке. Тем не

менее на обоих бортах впадины в разных тектонических зонах в конце миоцена появляются мощные тела олистостромов, связанные с активизацией движений по разломам в области поднятий. Олистостромы восточного борта впадины были описаны автором ранее (Щерба, 1975). На северном борту их значительное проявление отмечается в районе поселков Гарм и Новобад в Новобадской синклинали.

Новобадская синклираль находится на южном склоне хребта Кара-тегин (Южно-Гиссарская зона), сложенном известняками и сланцами

силура и девона, вулканогенно-терригенно-карбонатной толщей среднего — верхнего карбона, а также крупными телами позднепалеозойских гранитоидов, прорывающих эти породы. Все палеозойские толщи, подвергшиеся сильному динамометаморфизму, образуют серию пологих чешуй с южной вергентностью. На породы палеозоя с резким несогласием ложатся мезозойско-кайнозойские толщи, образующие асимметричную синклираль, вытянутую на 15 км вдоль берегов Сурхоба (Вахша) и ограниченную на юге Вахшским надвигом с северной вергентностью (рис. 1). Породы мезозоя-кайнозоя разбиты пологими надвигами, представляющими обновленные палеозойские разломы, вдоль которых идет систематическое надвижение толщ к югу. На северном крыле синклинали выступают фаунистически охарактеризованные отложения нижнего и верхнего мела (красноцветные песчаники, зеленовато-серые глины и известняки) и палеогена (красные глины, песчаники, известняки). Эти породы ложатся на эродированную поверхность гранитоидов, контакты с которыми часто осложнены крутыми разрывами. На них без видимого несогласия налегают красноцветные косослоистые песчаники (около 500 м), которые по литологическим признакам сопоставляются с бальджуанской овитой низов миоцена¹ (рис. 2). В верхних частях разреза свиты среди песчаников появляются прослойки мелкогалечных конгломератов и красных глин, чередование прослоев становится ритмичным, и отложения свиты постепенно сменяются следующей толщей, которую, вероятно, можно параллелизовать с хингоуской свитой. Хингоуская свита (около 200 м) представлена фиолетовыми конгломератами с хорошо окатанными уплощенными гальками, красными песчаниками и глинами, образующими ритмичное чередование. В составе обломочного материала преобладают разнообразные палеозойские породы: силурийские известняки, граниты, метаморфические сланцы, эффузивы, песчаники, т. е. транзитный материал. Мезозойские известняки присутствуют в виде редких валунов до 1 м в

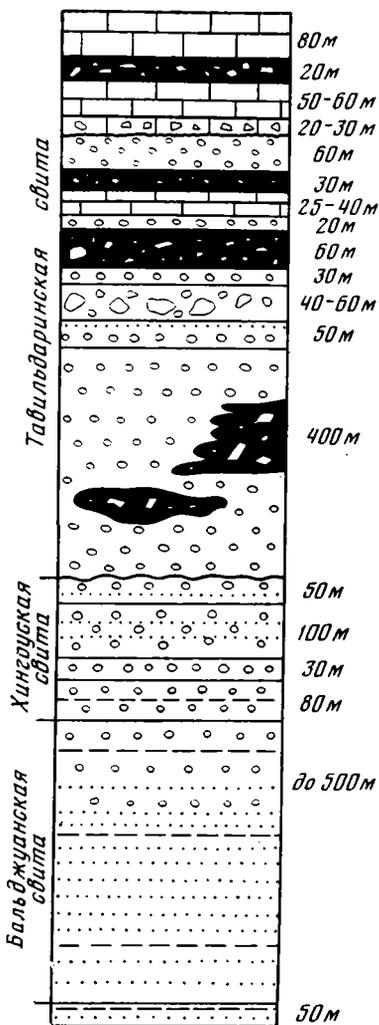


Рис. 2. Стратиграфический разрез горы Гырghана

¹ Стратиграфия неогена разработана Я. Р. Меламедом (Меламед, 1966).

диаметре. Эта ритмично-слоистая толща представляет скорее всего отложения палео-Вахша.

На толщу древнего аллювия с небольшим несогласием трансгрессивно налегают зеленовато-серые полигенные конгломераты и конгломерато-брекчии с многочисленными пакетами и линзами хаотических брекчий типа олистостромов и пластинами (олистоплаками) силурийских известняков в верхней части толщи, для которой в целом характерен автохтонный состав обломков. По положению в разрезе и характеру залегания эта толща близка тавильдаринской свите² Придарвазья (Яхсуйского прогиба). Вместе с тем здесь она значительно более мелкообломочна, чем нижележащие молассы, а на востоке — наоборот, в чем и заключается отличие Предгиссарских разрезов от Придарвазских. В нижней части этой толщи (около 450 м) залегают серо-зеленые конгломераты с плохо окатанной галькой преимущественно терригенных и карбонатных пород палеозоя. Гранитная галька не характерна. Силурийские известняки и сланцы образуют валуны до 2 м в диаметре. Сортированность обломочного материала плохая. Лишь в редких прослоях отмечается ориентированное расположение галек. Вероятно, эти породы, не претерпевшие длительной водной обработки, представляют отложения временных потоков. Среди них присутствуют пласти щебенистых гравелитов с карбонатным цементом, а также линзы хаотических брекчий из обломков силурийских известняков. Количество последних возрастает к западу в направлении выступов палеозойского основания.

В вышележащей пачке (около 500 м) окатанные породы практически отсутствуют. В ее строении участвуют серые полигенные (мусорные) конгломерато-брекчии с обломками от 1—2 до 5—7 см в диаметре, представляющие скорее всего выносы временных потоков и склоновые отложения, а также розовато-серые конгломерато-брекчии хаотического сложения, состоящие преимущественно из обломков силурийских известняков (некоторые из которых достигают 0,5—1 м в поперечнике) и цементирующей их красной известковистой глины. Эти брекчии имеют резкие границы с окружающими породами. Морфологически они сходны с олистостромами. Некоторые участки в них сильно выщелочены, покрыты натечками арагонита, что характерно для континентальных олистостромов, подвижность которых увеличивают поверхностные воды, вызывающие выщелачивание известняков (Щерба, 1978). Характерны также известняковые конгломераты, цементируемые известняковой крошкой (дистальные части олистостромов), и пластины и крупные блоки брекчированного, иногда конгломератовидного известняка. В нижней части пачки (около 150 м) наблюдается чередование горизонтов (30—50 м) полигенных конгломерато-брекчий с линзовидными телами хаотических известняковых брекчий мощностью 20—30 м и протяженностью от 200 м до первых километров, известняковыми конгломератами, линзами брекчированного известняка. В целом породы хаотического сложения, состоящие из известняковых обломков, преобладают в разрезе. Вероятно, эта часть толщи сформировалась при постоянном поступлении небольших оползней во впадину, где накапливались склоновые отложения. На карте (см. рис. 1) весь пакет пород выделен как первый олистостром.

Выше этого пакета лежит пласт полигенных конгломератов (20 м), на которые вдоль резкого контакта, сопровождающегося срывами, безугольного несогласия ложится пластообразная пластина — олистоплака силурийского известняка мощностью 25—40 м. На ее неровную поверх-

² Предыдущие исследователи рассматривали верхнюю часть толщи, лицо которой определяют известняковые брекчии с красным глинистым цементом, как четвертичные отложения (вахшская или кулябская свиты). Нашими исследованиями установлено, что брекчии чередуются с полигенными конгломератами и образуют с ними единую толщу, возраст которой определяется как верхний миоцен.

ность также без несогласия ложатся очень грубослойные хаотические известняковые брекчии с редкими обломками гранита, сцементированные красной глиной. Их мощность 20—30 м. Выше вновь появляются полигенные конгломерато-брекчии, залегающие на хаотических брекчиях олистострома без несогласия. В них присутствуют угловатые обломки песчаников, гранитов и глыбы (до 0,5 м) брекчированного известняка. В образованной ими пачке мощностью 50—60 м чередуются прослои (10—30 см) мелкооскольчатой брекчии и конгломерато-брекчии с обломками по 10—12 см в диаметре, в которую включены глыбы известняка. В целом эти породы ничем не отличаются от ниже лежащих мусорных конгломерато-брекчий. На них ложится вторая пластина известняка, в основании которой около 5 м пород сильно выщелочены, местами превращены в брекчию осадочного облика. На эту пластину, мощность которой изменяется от 10 м на востоке синклинали до нескольких десятков метров на западе, ложится пакет взаимозамещающих друг друга хаотических известняковых брекчий и конгломератовидных известняков, а выше третья пластина известняка, слагающая вершину горы Гыргхана. Эта пластина имеет резкую нижнюю границу, ее видимая мощность достигает 80 м.

В окрестностях горы Гыргхана породы тавильдаринской свиты образуют дополнительную синклинали, на крыльях которой выступают породы нижней пачки, а в ядре — верхней (рис. 3). Все три пластины известняка участвуют в единых дислокациях с конгломератами и брекчиями, не оставляя сомнения в своей осадочной природе. На северном крыле синклинали отложения тавильдаринской свиты с небольшим несогласием ложатся на конгло-

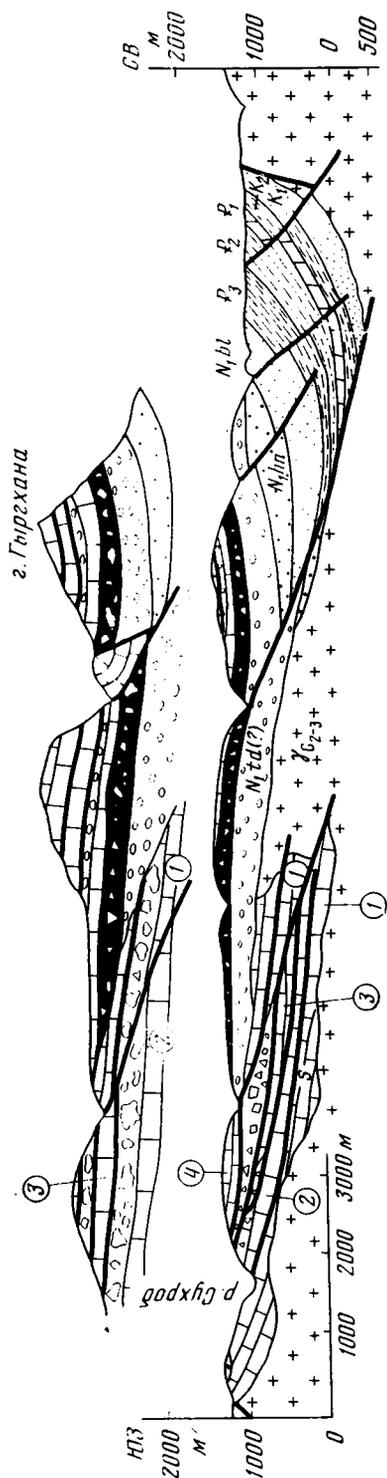


Рис. 3. Геологические разрезы Новобалдовской синклинали
Цифрами в кружочках обозначены разные тектонические пластины

мераты хингоуской свиты, а на западном — прислоняются к палеозойскому основанию. Нижележащие породы среднего кайнозоя также резко выклиниваются на границе с основанием. По-видимому, они не распространяются и южнее дополнительной синклинали.

В разрезе южного крыла Новобадской синклинали, отделенного от дополнительной синклинали поверхностью надвига, в интервале между поселками Дагана и Кабутюн выделяются лишь пачка зеленовато-серых полигенных конгломератов с мелкими телами олистостромов из низов тавильдаринской свиты, пакет розовато-серых пород преимущественно хаотического сложения (первый олистостром) и три пластины известняка с разделяющими их конгломератами и брекчиями верхней пачки тавильдаринской свиты. У слияния рек Сурхоб и Хингоу на левом берегу Сурхоба видно налегание конгломератов нижней пачки на силурийские известняки. На западном борту синклинали на силурийские известняки налегают лишь брекчии первого олистострома, а конгломераты выклиниваются перед палеозойским основанием. Еще западнее на расчешуенные известняки основания по поверхности пологого срыва ложится первая пластина известняков, превращающаяся таким образом из пласта в осадочной толще в одну из тектонических чешуй коренного массива известняков. Этот массив располагается в основном к югу от синклинали, протягиваясь вплоть до Комсомолобада на 12 км.

На всем протяжении известняковый массив полностью дезинтегрирован. Он состоит по крайней мере из четырех тектонических пластин (чешуй) мощностью от первых метров до десятков метров, известняки в которых, судя по фауне, принадлежат разным частям разреза верхнего силура. Эти черные кристаллические и светлые мраморовидные известняки сильнейшим образом раздроблены и местами превращены в известняковую брекчию. Пластины разделены близкими им по мощности телами тектонических брекчий, состоящих из обломков известняков и гранитов. Эти брекчии, особенно в зоне выветривания, очень похожи на брекчии в олистостроме. Как и непосредственно контактирующие с ними осадочные породы толщи с олистостромами³, они лежат практически горизонтально, образуя незначительные частные изгибы. Судя по тому, что конгломераты низов миоценовой толщи ложатся на две нижние тектонические пластины известняков, две верхние пластины и разделяющие их брекчии слагали уступ, у подножия которого отлагались олистостромы. В результате их оползания образовывались брекчии и крупные оползневые пластины в тавильдаринском олистостроме. Переход тектонической пластины в нижнюю олистоплаку, захороненную среди конгломератов и осадочных брекчий, виден к западу от пос. Кабутюн. Южнее контакты осадочной толщи с породами основания осложнены современным надвигом. Это оползание происходило не в направлении общего движения масс пород к югу, а в обратную сторону и было обусловлено гравитационными причинами. Однако это в целом гравитационное явление было подготовлено предшествующей тектонизацией известняков и спровоцировано подвижками по нарушающим их разломам. Такое же гравитационное расползание и дезинтеграция тектонических покровов с их переходом в осадочные образования происходило в плиоцене в Бетской кордильере (Hoedemaeker, 1973), в нижнем мелу и плиоцене в Крыму (Добровольская, Сальман, 1977; Щерба, 1978), по-видимому, во фране на Урале (Смирнов и др., 1972), в конце раннего эоцена в Скалистых горах (Пирс, 1976).

На северном борту Афгано-Таджикской впадины такое оползание в небольшую эрозионную впадину на теле покрова носило весьма активный характер. Отдельные олистоплаки продвинулись в глубь впадины на 10—12 км от края уступа. Их площадь достигала 50 км², общий объ-

³ В современной структуре они надвинуты на породы основания.

ем оползших масс составил около 25 км^3 . Следует подчеркнуть, что судя по современному залеганию олистостромов и тектонических чешуй (см. рис. 3), перемещение оползавшего материала шло по очень пологой, почти горизонтальной поверхности. Размах рельефа во время накопления олистостромов был незначительным, о чем можно судить по преимущественно мелкообломочному составу конгломератов, вмещающих олистостромы. Горообразование в это время было относительно замедленным, шла ингрессия молассовой эрозионно-тектонической впадины в сторону горного сооружения. Размеры Новобадской синклинали, развивавшейся на месте небольшого мезозойского прогиба, значительно расширились в тавильдаринское время. Таким образом, Новобадские олистостромы не связаны непосредственно с ростом горного сооружения и увеличением размаха рельефа.

Значение Новобадского олистострома двояко. С одной стороны, его выявление еще раз подтверждает правомочность выделения таких хаотических комплексов, как континентальные олистостромы, так как его генезис и морфология сходны с морскими олистостромами. С другой — он свидетельствует, что олистостромы возникают одновременно в разных тектонических зонах, независимо от несходства в них молассовой седиментации, и связаны с активизацией тектонических движений по разломам. Таким образом, они являются индикатором для выделения фаз тектонической подвижности. Наконец, Новобадский пример показывает, что в горообразовательную стадию механизм образования олистостромов связан с процессом расползания горных сооружений. Это расползание идет по тектонически ослабленным зонам и обусловлено тектоническим расчлениванием коренного массива пород и подвижками по разломам, разделяющим эти чешуи.

На примере миоценовых олистостромов, распространенных в Афгано-Таджикском молассовом бассейне, устанавливается, что процесс образования олистостромов в значительной мере независим от процесса молассонакопления.

Действительно, в формировании позднекайнозойской молассы Афгано-Таджикской впадины выделяется три стадии. В стадию начального воздымания горного сооружения (конец олигоцена — начало миоцена) шло накопление тонкой морской молассы. Накопление сменяющих ее грубых континентальных моласс шло в две стадии: стадию умеренного горообразования (миоцен — начало плиоцена) и стадию активного горообразования (конец плиоцена — квартал), завершившуюся в квартале превращением молассового бассейна в горное сооружение. Описанные олистостромы развиваются в стадию умеренного горообразования, причем в ее начальный этап, когда в относительно спокойной обстановке идет накопление пород бальджуанской, хингоуской и тавильдаринской свит, область распространения которых все более проникает в глубь медленно растущих поднятий. Максимального развития они достигают в конце миоцена (в тавильдаринское время), когда молассы наиболее углубились внутрь поднятия. На восточном борту Афгано-Таджикской впадины олистостромы появляются среди миоценовых отложений на нескольких уровнях: в верхах бальджуанской — низах хингоуской свиты, в верхах хингоуской и верхах тавильдаринской свит (Щерба, 1975). Однако они не сопутствуют этапам резких изменений в строении молассы: смене тонкой молассы на грубую на рубеже шурысайского и бальджуанского времени (начало миоцена), появлению террасовых комплексов, связанных с активным воздыманием гор в начале антропогена. Интересно, что и другие проявления интенсивных тектонических движений, такие, как несогласия, прослеживающиеся на значительной территории юга СССР, тоже не связаны с этапами изменения молассы. Так, предшурысайское (верхнеолигоценное) несогласие проходит внутри тонкой молассы, среднеплиоценовое предкуруксайское — внутри грубой.

Таким образом, этапы или фазы активизации тектонических движений, представляющие явления более низкого порядка, чем этап накопления неоген-четвертичной молассы, не находятся в прямом подчинении тектоническому режиму молассового бассейна. Эти разнопорядковые явления оказываются наложенными друг на друга, связанными с разными тектоническими процессами: одно с движением тектонических (часто гравитационных) процессов, другое — с ростом горного сооружения. Вместе с тем оба эти процесса, как процесс возникновения и развития неоген-четвертичных молассовых бассейнов, распространенных не только в альпийской геосинклинали, но и за ее пределами, так и процесс образования миоценовых олистостромов, относятся к категории глобальных явлений.

Литература

- Добровольская Т. И., Сальман Г. Б.* Олистостромы в отложениях нижнего мела Восточного Крыма.— В кн.: Материалы XI конгр. Карпато-Балканской геологической ассоциации. «Наукова думка», Киев, 1977.
- Кер А.* Альпийские цепи центрального Средиземноморья (северные районы Алжира и Туниса).— В кн.: Тектоника Африки, под ред. Шубера. «Мир», М., 1973.
- Кер А.* Калабрийско-Сицилийская дуга.— В кн.: Сила тяжести и тектоника. «Мир», М., 1976.
- Леонов М. Г.* Тектонический режим эпох образования олистостромов.— Геотектоника, 1976, № 3.
- Меламед Я. Р.* Типы разрезов и стратиграфия неогеновых отложений Таджикистана.— Изв. вузов. Геол. и разведка, 1966, № 5.
- Пирс У.* Главные особенности разлома Харт-Маунтин и проблема его образования.— В кн.: Сила тяжести и тектоника.— «Мир», М., 1976.
- Смирнов Г. А., Смирнова Т. А., Ключина М. Л.* Верхнефранская олистострома на восточном склоне Южного Урала.— Докл. АН СССР, 1972, т. 204, № 6.
- Щерба И. Г.* Олистостромы в неогене Дарвазского хребта.— Геотектоника, 1975, № 5.
- Щерба И. Г.* Плиоцен-четвертичные олистостромы Крыма и механизм их образования. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., 1978, № 4.
- Эльтер П., Тревизан Л.* Олистостромы в тектонической эволюции Северных Апеннин.— В сб.: Сила тяжести и тектоника. «Мир», М., 1976.
- Noedemaeker Ph.-J.* Olisthostromes and other delapsional deposits, and their occurrens in the region of Maratalla (Prov. of Murcia, Spain) t. I, Text, t. II, Enclosures Scripta Geologica, 19, Rijksmuseum van geologie en minerologie Leiden, 1973.

Геологический институт
АН СССР

Статья поступила
28 ноября 1977 г.

УДК 550.361+550.34.016.4

М. Д. ХУТОРСКОЙ

ОСОБЕННОСТИ ТЕПЛООВОГО ПОЛЯ
В ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ПРИКАСПИЙСКОЙ ВПАДИНЫ

Рассматривается необходимость вычисления горизонтальной и вертикальной составляющих теплового потока в условиях контрастной теплопроводности. Приведены результаты аналогового моделирования процессов теплопроводности в условиях соляной тектоники. Показано расхождение в определении глубины изотерм при учете структурных искажений и без него.

Восточная часть Прикаспийской впадины характеризуется присутствием мощных (до 4 км) толщ соляных пород, отложившихся в кунгурское время и вследствие тектонической и гравитационной неустойчивости принявших форму куполов и штоков (Журавлев, 1972). Особенность каменной соли — ее высокая теплопроводность по сравнению с вмещающими породами. По данным С. Кларка (1969), теплопроводность соли равна 13—16 мкал/см·с·град, а теплопроводность вмещающих пород (аргиллитов, алевролитов) 4—5 мкал/см·с·град.

Как известно, в породах с различными теплофизическими свойствами наблюдается пертурбация теплового потока. В толщах с повышенной теплопроводностью происходит его увеличение, в относительно низко-теплопроводных толщах — его уменьшение (Карслоу, Егер, 1964). Полная величина вектора теплового потока \vec{q} в плоскости XOZ равна

$$\vec{q} = \vec{q}_x + \vec{q}_z = k_x \frac{\partial T}{\partial x} + k_z \frac{\partial T}{\partial z} \quad (1)$$

или для изотропной теплопроводности

$$\vec{q} = k \left(\frac{\partial T}{\partial x} + \frac{\partial T}{\partial z} \right) \quad (2)$$

При измерении в скважинах рассчитывается значение вертикальной составляющей теплового потока, которая равна полной величине потока (1) только в условиях разреза, состоящего из горизонтально лежащих слоев или слоев с одинаковой теплопроводностью. В этом случае $\vec{q}_z = 0$ (линии теплового потока будут ортогональны плоской земной поверхности).

В условиях соляной тектоники происходит перераспределение потока тепла и за счет этого искривление глубинных изотерм. Многочисленными исследованиями установлен сложный характер геотемпературных условий в этих районах.

Э. Хаутоф (Hawtof, 1930) построил схему изотерм над четырьмя соляными куполами в Техасе. Отмечается поднятие изотерм над вершиной купола и увеличение геотермического градиента. Отношение геотермических ступеней внутри и над куполом равно 2,8, что приближается к величине отношения теплопроводностей соли и окружающих пород. К. Ван-Орстранд приводит величину отношения геотермических градиен-

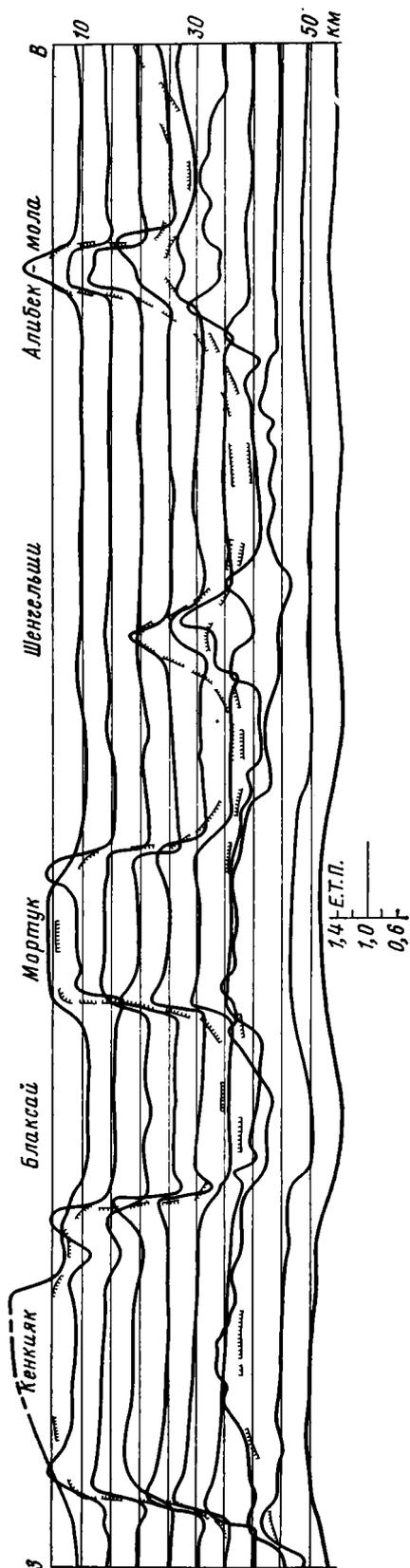


Рис. 1. Графики распределения теплового потока на глубинных срезах от 0,5 до 5,0 км по профилю Кенкиак — Алибекмола (штрихами показаны границы соляных пород)

тов 2,4 (Van-Orstrand, 1935). Х. Гюйо (Guyod, 1946) рассчитал методом моделирования температурные разрезы для куполообразного тела и представил результаты в виде схемы изотерм в разрезе, а также в виде палеток «превышения температуры». Семейство кривых получено для соотношения $\mu = k_1/k$ теплопроводности каменной соли к теплопроводности вмещающих пород.

Исследования советских ученых в Прикаспийской синеклизе (Дальян, Сыдыков, 1972), в Припятской впадине (Богомолов и др., 1972), Печорской синеклизе (Смирнов и др., 1974), немецких исследователей в Северо-Германской впадине (Giesel, Holz, 1970) и др. показали, что изотермы на боковых границах соляных куполов имеют наибольшее искривление, а если к этому добавить и контрастную границу сред с различной теплопроводностью, то получится максимальное искажение теплового потока в боковых частях куполов. Количественная оценка величины структурного эффекта в значении теплового потока может быть получена только с использованием цифровой или аналоговой вычислительной техники, так как реальные геологические объекты, в том числе и соляные купола восточной части Прикаспийской синеклизы, нельзя аппроксимировать телами простой геометрической формы и получить аналитическое решение уравнения теплопроводности по известным формулам (Корытникова, 1937; Глюзман, 1966). В этом случае применима хорошо разработанная теория численного или аналогового метода решения (Любимова, Любошиц, 1975; Панчишин, Рудченко, 1977).

В наших расчетах использован метод физического моделирования стационарного теплового поля с помощью электрической аналогии. Для решения

задачи на счетных электроинтеграторах исследуемая область разбивается на прямоугольные ячейки с размерами Δx и Δy . Узловые точки располагаются в центре соответствующих ячеек. В каждой точке вычисляется величина термического сопротивления, зависящая от теплопроводности соседних ячеек. Задача решалась при граничных условиях I рода, т. е. при известных температурах на границах толщ.

В результате моделирования получен геотемпературный разрез по профилю Кенкияк — Алибекмола, который на траверсе скважин согласуется со схемой изотерм, построенной по результатам термометрии (Дальян, Сыдыков, 1972), но объектом наших исследований является тепловой поток в условиях соляного тектогенеза, поэтому по известным температурам и значениям теплопроводности были построены графики вертикального потока тепла \vec{q}_z на глубинных срезах (рис. 1).

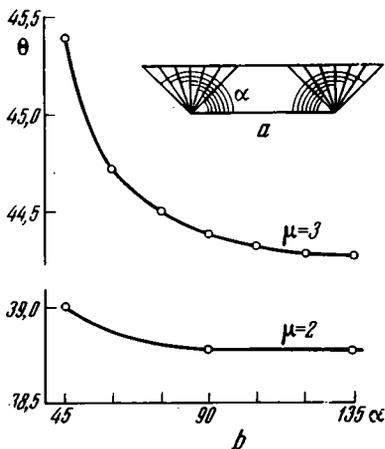


Рис. 2

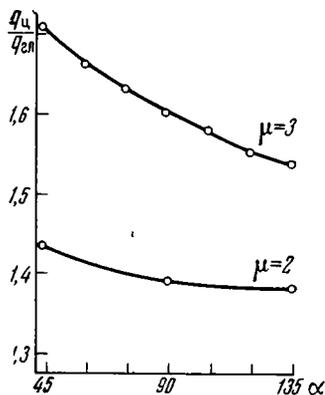


Рис. 3

Рис. 2. а. Исследованные формы куполов; б. Зависимость параметра $\theta = T_{\text{ц}} - T_{\text{min}} / T_{\text{max}} - T_{\text{min}}$ (%) от угла наклона α . $T_{\text{ц}}$ — температура над центром купола, T_{min} — температура, соответствующая границе 0%; T_{max} — температура, соответствующая границе 100%; μ — отношение теплопроводности купола к теплопроводности окружающих пород

Рис. 3. Зависимость величины искажения глубинного теплового потока над центром купола от угла наклона α

Анализируя полученную информацию, следует прежде всего указать на сложный характер перераспределения глубинного теплового потока, которое контролируется формой, размерами куполов, а также мощностью надсолевых отложений.

Наибольшие отклонения величины рассчитанного теплового потока от значения глубинного потока наблюдаются в бортовых частях куполов (до $0,6 \text{ мкал/см}^2 \cdot \text{с}$). Своеобразный краевой эффект — резкое увеличение теплового потока при пересечении крутых боковых стенок соляного массива — прослеживается на незначительные расстояния (до 1 км). При удалении от купола в сторону межкупольной зоны происходит плавное нарастание величины теплового потока, достигающее стабильного уровня вблизи центра межкупольной зоны. В подсолевых породах, проецируемых на центр межкупольной зоны, имеется минимум теплового потока за счет его рефракции. По аналогии над вершиной куполов происходит увеличение потока тепла вследствие его концентрации в телах высокой теплопроводности.

Таким образом, при расчете теплового потока в структурно-неоднородных толщах, к которым относятся области соляной тектоники, значение глубинного теплового потока может быть получено или после анализа влияния контрастных границ, или при вычислении потока на значительном удалении от искажающих объектов. Моделирование температур по прямоугольной сетке позволило вычислить как вертикальный градиент температуры, так и горизонтальный. Векторная сумма этих значений, умноженная на теплопроводность, — это величина глубинного теплового потока, который равен $1,06 \text{ мкал/см}^2 \cdot \text{с}$.

Для вычисления глубинных температур в восточной части Прикаспийской синеклизы следует использовать именно эту величину. Легко показать, что при экстраполяции теплового потока, наблюдаемого в межкупольном пространстве Блаксай ($0,6 \text{ мкал/см}^2 \cdot \text{с}$), изотерма 150°C залегает приблизительно на глубине 9 км, а при расчете с использованием неискаженного теплового потока эта глубина составит 5 км.

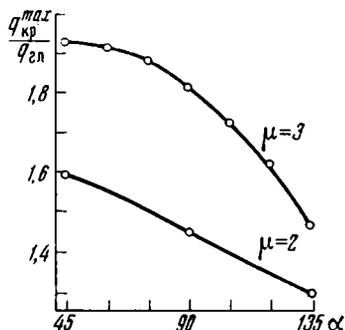


Рис. 4

Рис. 4. Зависимость величины превышения теплового потока над краем купола по отношению к $q_{глуб}$ от угла наклона α

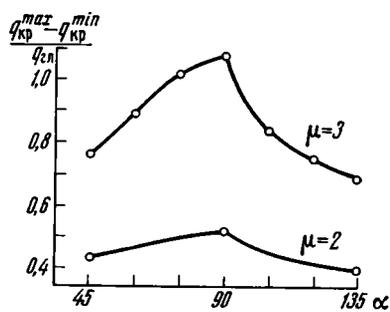


Рис. 5

Рис. 5. Зависимость величины амплитуды «краевого эффекта» от угла α

Подобный расчет для центра купола Кенкияк, где наблюдаемый тепловой поток ($1,4 \text{ мкал/см}^2 \cdot \text{с}$) больше глубинного, дает соответственно величины 7 и 9 км.

Расчет величины глубинного теплового потока для куполообразных структур удобно проводить с помощью номограмм, построенных по результатам физического моделирования. Аргументом во всех выполненных расчетах являлся угол наклона борта купола α , который варьировал в пределах $45-135^\circ$. Такой диапазон форм куполов охватывает практически все известные соляные структуры. Вертикальная мощность принята одинаковой, а контраст теплопроводности — $\mu=3:1$ и $2:1$.

Сравнение графика параметра $\theta = \frac{T - T_{min}}{T_{max} - T_{min}} \cdot 100\%$ для центра

кровли купола (рис. 2) и графика зависимости относительно теплового потока для той же точки от угла наклона α (рис. 3) показывает, что искажения заметны как в геотемпературном поле, так и в поле теплового потока.

На боковой стенке купола, как уже отмечалось, наблюдается максимальное увеличение теплового потока за счет «краевого эффекта» — концентрации силовых линий вблизи контрастной границы (рис. 4).

Перераспределение теплового потока обуславливает минимум в менее проводящих породах вблизи стенки купола. График амплитуды пертурбации потока тепла представлен на рис. 5.

Таким образом, приведенные номограммы позволяют легко рассчитать величину глубинного теплового потока по измерениям в скважине, пробуренной в любой части соляного купола и за его пределами. Анализируя полученные данные, мы видим, что положительные аномалии теплового потока над соляными куполами создаются за счет структурно-геологических неоднородностей и присутствия «тепловодов» — толщ каменной соли. Но следует оценить и другие возможные причины появления аномалий: во-первых, генерацию тепла за счет радиоактивного распада и экзотермических реакций, во-вторых, за счет выделения тепла при трении в процессе роста куполов и, в-третьих, за счет тепломассопереноса при галокинезе.

Против первого механизма говорит тот факт, что расчетное количество тепла ($Q=qS$), выделяющееся на разных глубинах, на всем протяжении профиля практически одинаково; кроме того, если бы радиогенерация была господствующим фактором, то в межкупольных зонах тепловой поток был бы выше, чем на соляных куполах, что не подтверждается фактическими данными. Трудно представить и экзотермические реакции в данном разрезе, скорее наоборот, превалировать должны процессы с поглощением энергии, в частности растворение (Зверев, 1974).

Для того чтобы оценить вторую возможную причину, воспользуемся решением об остывании горизонтального кругового цилиндра, имеющего размер поперечного сечения и теплофизические свойства, подобные соляным куполам. Даже если допустить, что соль в процессе интенсивного подъема разогрелась от трения до температур, близких к температуре плавления (800°C), то по прошествии 1 млн. лет весь избыточный тепловой поток выделится и соль примет сегодняшнюю температуру (Giesel, Holz, 1970). Как известно, процесс наиболее интенсивного роста соляных куполов востока Прикаспийской впадины закончился еще в триасе (Фрейдлин, 1975).

Задача о переносе тепла движущимся телом решена Г. Карслоу и Д. Егером (1964). При подстановке в полученное решение наших параметров получим, что стационарное распределение температур установится уже через 3 млн. лет. А при другой постановке задачи можно вычислить, что прибавка к тепловому потоку за счет тепломассопереноса солью, поднявшейся на 3 км, составит лишь $1 \cdot 10^{-3} \text{ ккал/см}^2 \cdot \text{с}$.

Таким образом, процесс теплопроводности в области развития соляных структур восточной части Прикаспийской впадины является стационарным, начиная с юры, а нарушения стационарности во всяком случае относительно быстро исчезают.

Литература

- Богомолов Г. В., Цыбуля Л. А., Атрощенко П. П. Геотермическая зональность территории БССР. Минск, «Наука и техника», 1972.
- Глюзман А. М. Стационарное тепловое поле Земли вблизи куполообразных структур.— Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1966, № 3.
- Дальян И. Б., Сыдыков Ж. С. Геотермические условия восточной окраины Прикаспийской впадины.— Сов. геология, 1972, № 6.
- Журавлев В. С. Сравнительная тектоника Печорской, Прикаспийской и Североморской экзогональных впадин Европейской платформы. М., «Наука», 1972.
- Зверев В. П. Энергетический эффект водной миграции химических элементов.— В кн.: Миграция химических элементов в подземных водах СССР. М., «Наука», 1974.
- Карслоу Г., Егер Д. Теплопроводность твердых тел. М., «Наука», 1964.
- Кларк С. (мл.) Теплопроводность. В справочнике физических констант горных пород. М., «Мир», 1969.
- Корытникова Н. Н. Влияние теплопроводности горных пород на геозотермы.— Ж. геофизики, 1937, т. VII, вып. 1.
- Любимова Е. А., Любошиц В. М. Влияние термических неоднородностей коры на тепловой поток.— В сб.: Исследования теплового и электромагнитного полей в СССР. М., «Наука», 1975.
- Панчишин В. И., Рудченко П. А. О моделировании краевых задач математической фи-

- зики на электропроводной бумаге.— В кн.: Аналитические, численные и аналоговые методы в задачах теплопроводности. Киев, «Наукова думка», 1977.
- Смирнов Я. Б., Безроднов В. Д., Волобуев Г. Л., Сергиенко С. И., Тимарева С. В.* Глубинный тепловой поток в северной и центральной частях Восточно-Европейской платформы.— В кн.: Глубинный тепловой поток Европейской части СССР. Киев, «Наукова думка», 1974.
- Фрейдлик А. А.* Возможность расчета количественных характеристик развития соляных структур.— В кн.: Тектоника Восточно-Европейской платформы и ее обрамления. М., «Наука», 1975.
- Hawtof E.* Results of deep well temperature measurements in Texas.— Amer. Petrol. Inst. prod. Bull., 1930, No. 205.
- Giesel W., Holz A.* Das anomale geothermische Feld in Salzstöcken.— Kali und Steinsalz, 1970, B. 5, H. 8.
- Guyod H.* Temperature wells Logging, Oil Weekly, Oil Wecklg, 1946, v. 123, No. 9—11.
- Van-Orstrand C. E.* Normal Geothermal gradient in the United States.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 1935, v. 19, No. 1.

Геологический институт
АН СССР

Статья поступила
28 марта 1978 г.

УДК 550.311(262)

Я. П. МАЛОВИЦКИЙ, Л. А. ЕСИНА, Ю. И. СВИСТУНОВ

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ ЦЕНТРАЛЬНОГО СРЕДИЗЕМНОМОРЬЯ

В статье рассматриваются схематическая карта рельефа Мохоровичича и схематическая карта мощностей консолидированной части земной коры, построенных в результате комплексной интерпретации данных ГСЗ и гравиметрии. Приводится геолого-геофизический разрез через глубоководную часть Ионического моря.

За последние годы на акватории Средиземного моря в значительных объемах проведены геолого-геофизические исследования, в том числе советскими экспедициями на судах «Юрий Годин», «Академик Архангельский», «Владимир Обручев», «Академик С. Вавилов» и др. (Malovitsky et al., 1975).

По результатам этих работ и опубликованным материалам зарубежных исследователей (Finetti, Morelli, 1973; Morelli, 1975) авторами составлен ряд карт аномалий гравитационного и магнитного полей Центрального Средиземноморья, использование которых в комплексе с результатами сейсмических исследований (Москаленко, 1963; Москаленко и др., 1969; Weigel, Hinz, 1971) позволило проследить в пределах региона ряд основных границ раздела земной коры и составить соответствующие схемы.

МОЩНОСТЬ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ГРАВИТАЦИОННОЕ ПОЛЕ

Сопоставление величины гравитационных аномалий Буге с глубиной залегания поверхности Мохо, определенными по данным ГСЗ, позволило установить для исследуемой области достаточно четкую корреляционную зависимость с коэффициентом корреляции, равным $-0,9$. Наличие такой зависимости, установленной по значительному количеству данных в разнообразных зонах (Тирренское море, Италия, Ионическое море, Сицилия, Адриатика, Мальтийский шельф), показывает, что региональные аномалии Буге прежде всего определяются изменениями рельефа Мохо и соответственно изменениями мощности земной коры. Это позволило составить схему рельефа Мохо для всей рассматриваемой территории (рис. 1), за исключением наиболее глубоководной части Ионического моря, где установленная корреляционная зависимость не выполняется. Даже в аномалиях Фая при наличии глубокой морской впадины (глубины моря более 4 км) здесь наблюдается максимум интенсивностью до $+50$ мгл. Введение поправки на притяжение промежуточного слоя ($\sigma = 2,67$ г/см³) увеличивает амплитуду максимума $+340$ мгл. При таких значениях аномалий Буге поверхность Мохо должна, согласно приведенной зависимости, выходить почти под дно моря, что противоречит сейсмическим и магнитометрическим данным (Weigel, Hinz, 1971; Finetti, Morelli, 1973; Маловицкий, Осипов, 1975). Расчеты методом подбора показывают, что рассматриваемый максимум может быть удовлетворительно объяснен проникновением мантийного вещества в пределы

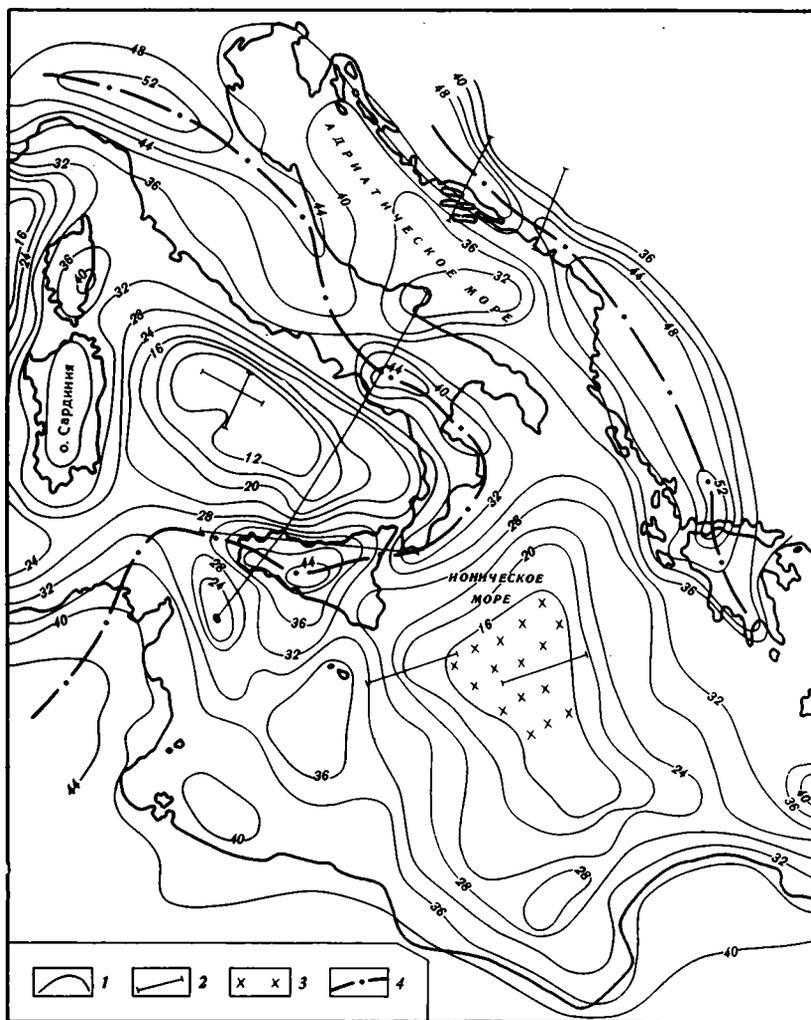


Рис. 1. Схематическая карта рельефа Мохоровичича
 1 — изогипсы подошвы земной коры, в км; 2 — профили ГСЗ; 3 — участки аномального строения зоны перехода от верхней мантии к земной коре; 4 — осевые линии региональных прогибов подошвы земной коры

консолидированной части земной коры, либо существенным уплотнением верхней мантии на данном участке (рис. 2). Более мелкие аномалии интенсивностью несколько десятков миллигал могут быть обусловлены структурными особенностями рельефа фундамента и изменениями состава (плотности) отдельных блоков верхней части коры.

Крупные молодые прогибы, выполненные мощной толщей третичных осадков (Браданский, Южно-Сицилийский, впадина Джефара на севере Ливии и др.), приурочены к зонам региональных минимумов аномалий Буге. Основные черты гравитационного поля в этих зонах обусловлены глубинными факторами, однако наличие прогибов, заполненных третичными осадками пониженной плотности, также вносит свой вклад в формирование аномалий. С другой стороны, система «циркум-тирренских» глубоких прогибов, названных так впервые И. Финетти и К. Морелли (Finetti, Morelli, 1972), почти не находит отражения на карте аномалий Буге. Эти прогибы заметны только на карте остаточных аномалий в виде небольших минимумов интенсивностью до 20 мгл.

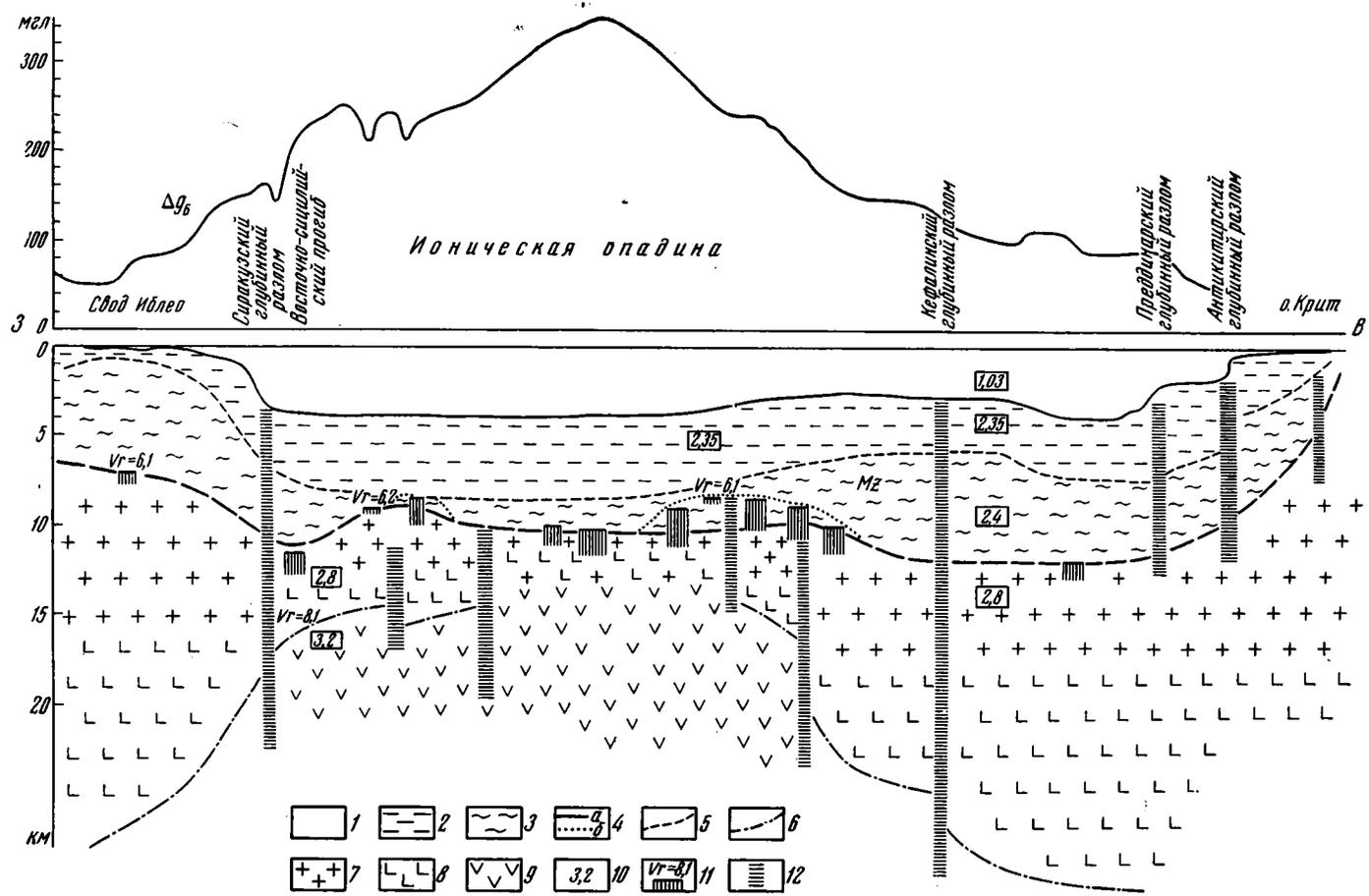


Рис. 2. Схематизированный геолого-геофизический разрез по линии острова Мальта—Крит

1 — водный слой, 2 — толщина кайнозойских отложений, 3 — толщина верхнепалеозойско (?) — мезозойских отложений, 4 — граница подошвы осадочной толщи; а — достаточно уверенная, б — возможная; 5 — отражающий горизонт вблизи поверхности мезозойского комплекса, 6 — граница Мохоровичича, 7 — породы кристаллического основания преимущественно кислого состава, 8 — то же, основного состава, 9 — ультраосновные породы верхней мантии, 10 — предполагаемые плотности пород, в $г/см^3$, 11 — преломляющие горизонты со значениями граничных скоростей, в $км/сек$, 12 — предполагаемые зоны глубоких разломов

Принимая за подошву земной коры четкий сейсмический раздел Моховичича с $V_r = 8,0-8,2$ км/сек и используя установленную выше корреляционную зависимость аномалий Буге от глубины залегания поверхности Мохо, авторами составлена схема рельефа подошвы земной коры с основным сечением изогипс через 4 км (см. рис. 2), которая с небольшими поправками в горных районах и глубоководных впадинах (до 3—4 км) отражает современную мощность земной коры. Глубина залегания раздела кора — мантия в пределах рассматриваемого региона колеблется от 12—16 км в Тирренском и Ионическом морях до 50—52 км в северной части Апеннин. Таким образом, общая амплитуда изменений достигает 38 км, что свидетельствует о существенно разном строении коры и верхов мантии на разных участках. В структуре земной коры можно выделить три основных типа, соответственно связанных с альпийскими складчатыми системами, платформенными областями и глубоководными впадинами. Основные области разделены сравнительно узкими зонами сложных взаимопереходов или флексурных изгибов, которые можно рассматривать как глубинные разломы на границе крупных блоков. Такие зоны отчетливо выделяются по периферии Тирренской впадины, вдоль Сицилийско-Мальтийского эскарпа и на других участках. Характерно, что именно с зонами высоких градиентов рельефа Мохо коррелируется расположение цепочек вулканов (по южной и северо-восточной периферии впадины Тирренского моря, вдоль Мальтийского эскарпа, в Пантеллерийской аномальной зоне).

Первый из названных типов коры приурочен к горным складчато-покровным сооружениям Апеннин, Северной Сицилии и Телль-Атласа. Мощность земной коры здесь превышает 40—45 км, достигая максимальных значений в северной части Апеннин. Для рассматриваемых элементов характерно, что осевые зоны прогибов Мохо повсеместно сдвинуты от основных горных хребтов в сторону прилегающих краевых прогибов. Так, Сицилийская горная гряда расположена в краевой части максимального прогиба подошвы земной коры, который территориально приурочен к Южно-Сицилийской впадине. Аналогичная картина наблюдается и на Апеннинском полуострове. Это явление объясняется глубоким погружением Мохо в зоне краевых прогибов, выполненных мощной толщей третичных осадков. Общий «ров» в рельефе Мохо расчленяется на ряд сегментов, основные из которых приурочены к Северным Апеннинам, Южным Апеннинам, Северной и Центральной Сицилии. Указанные сегменты разделены поперечными перемычками и резкими коленообразными изгибами простираются. В этой связи обращает внимание особый характер сочленения глубинных альпийских структур Сицилии и Северной Африки. Если Апеннины и Северная Сицилия образуют в принципе единую систему прогибов подошвы земной коры, которая даже в перемычках не поднимается выше 36—40 км, то между Сицилией и восточным окончанием Телль-Атласа выявляется резко поднятая узкая зона, в которой поверхность мантии залегает на глубинах менее 28 км. Это свидетельствует о принципиальных глубинных различиях в сочленении альпийских складчатых структур Северной Африки и Сицилии. Таким образом, по глубинному строению альпийские складчатые сооружения образуют ряд изолированных ячеек (Апеннины, Северная Сицилия, Телль-Атлас), которые разделены либо выступами, либо глубинными разломами.

Платформенные области Северной Африки (Ливия, Восточный Тунис), Сицилии (Рагуза), Италии (Апулия — Горгано) характеризуются более спокойным рельефом подошвы земной коры, мощность которой изменяется от 32—34 до 38—40 км. Аналогичную характеристику имеют также острова Корсика и Сардиния, область Калабрийско-Пелоританского выступа, что в совокупности с другими геолого-геофизическими данными позволяет рассматривать эти районы как особые участки плат-

формы. Наиболее поднята подошва земной коры в районах Рагузы (примерно 28 км) и Горгано (менее 32 км). На морских акваториях по характеру изменения общей мощности и структуры земной коры к платформенным областям относятся участки, прилегающие к островам Корсика и Сардиния, большая часть Африкано-Сицилийского порога, западная, северная и южная периферии Ионического моря, большая часть Адриатического моря. В Адриатике в рельефе подошвы земной коры выделяется крупное поднятие с глубинами менее 32 км, связанное с п-овом Горгано. Для северной и южной части Адриатики характерна мощность коры 36—40 км. Апулийская плита и ее склоны отмечаются спокойным залеганием раздела Мохо на глубинах 32—36 км. В области Африкано-Сицилийского порога мощность земной коры изменяется от 30—32 до 38—40 км, кроме резко аномальной Пантеллерийской зоны глубинных разломов, где Мохо воздымается до глубин менее 24 км. Переход к Африканскому континенту повсеместно отмечается глубиной залегания поверхности Мохо порядка 40 км.

Глубоководные впадины Тирренского и Ионического морей отчетливо выделяются как крупные области с аномально высоким залеганием внешнего фронта мантийных масс, которые устанавливаются на глубинах порядка 12 км и менее. Таким образом, общая современная мощность земной коры, за вычетом воды, уменьшается здесь до 8—12 км в глубоководной части и до 24—28 км по периферии. Несмотря на внешнее сходство уровней, глубинное строение этих двух впадин принципиально различно. В Тирренской впадине отчетливо отмечается сейсмический раздел Мохоровичича (Carozzo et al., 1974), глубина залегания которого коррелирует с величиной аномалий Буге. Мощность осадочной толщи здесь невелика, а кристаллическая часть коры порядка 10 км. В глубоководной части Ионического моря, по данным ГСЗ (Weigel, Hinz, 1971), раздел Мохо как резкая граница не выделяется. Здесь ниже подошвы осадочной толщи существует 5—7-километровая толща высокоскоростных пород, скорость в которых возрастает с глубиной от 7,0—7,2 до 8,0—8,1 км/сек. Аномалии Фая над впадиной резко повышены, а аномалии Буге превышают на 80—100 мгл те значения, которые здесь существовали бы при модели, эквивалентной Тирренскому морю. Мощности осадочной толщи достигают здесь 6—8 км. Все это свидетельствует о существенно аномальном глубинном строении Ионической впадины. Здесь можно предполагать наличие на глубине «мантийного диапира» или ультраосновного плутона, который внедрился в кристаллическую часть коры и полностью ее переработал (рис. 2). Это в свою очередь привело к существенному уплотнению вещества в коре и верхней мантии, чем и можно объяснить резко избыточную аномалию силы тяжести. Этой же причиной объясняется нарушение обычной для окружающих районов скоростной характеристики глубинной среды, отсутствие на разрезах четкой границы Мохо. Не исключено, что именно такой процесс уплотнения вещества на глубине явился первопричиной образования такой крупнейшей впадины Средиземного моря, какой является впадина Ионического моря.

Одна из крупнейших морфоструктур рассматриваемого региона — Восточно-Средиземноморский макровал — не находит четкого самостоятельного выражения в рельефе подошвы земной коры. Этот элемент, так же как и система Эллинского желоба, приурочен к зоне перехода от глубоководной Ионической впадины к альпийской складчатой области Пелопоннеса — о. Крит. Глубины подошвы земной коры в этой полосе изменяются от 22—24 км на западе до 36—38 км у побережья, осложняясь флексурными зонами, приуроченными, вероятно, к глубинным разломам.

Разновозрастный комплекс метаморфических и магматических пород, составляющий консолидированное основание (фундамент) рассматриваемых впадин, залегает достаточно глубоко от поверхности дна и чрезвычайно слабо исследован. В пределах впадин Центрального Средиземноморья известно только два пункта, где геологами изучены породы фундамента. Это подводная гора Марчи в Тирренском море, где при дражировании обрывистого склона на глубинах 2700—3400 м от уровня моря были подняты метаморфизованные первично-осадочные породы (кристаллические сланцы, филлиты, мраморы) палеозойского (?) возраста (Heezen et al., 1971) и западный склон Сардинии, где в скважинах № 134 А-Е «Гломар Челленджера» на абсолютных глубинах около —3100 м (200—220 м от поверхности дна) были вскрыты темные плотные метаморфизованные песчаники и филлиты, литологически аналогичные грауваккам и филлитам нижнего палеозоя массива юго-западной Сардинии (Ruap et al., 1973). На прилегающих к акватории участках суши разновозрастные метаморфические и магматические образования, которые могут быть отнесены к фундаменту, обнажаются только на островах Корсика и Сардиния, в Калабрии и Пелоританской гряде, а также вскрыты некоторыми скважинами в Ливии. В альпийских горно-складчатых зонах Апеннин, Северной Сицилии, восточного Атласа, прибрежной части Динарид выходы доальпийского основания практически отсутствуют и только иногда отмечаются массивы палеозойских пород, которые лишь условно можно отнести к фундаменту.

На прилегающей суше фундамент представлен разнообразными комплексами пород. На юге, в массиве Ахагар обнажены, а севернее в Ливии вскрываются скважинами кристаллические породы архейского и протерозойского возраста, представленные гнейсами, мигматитами, чарнокитами, гранитами, кварцитами и другими метаморфическими породами. Характерно, что внутренняя структура этого древнего основания, так же как и приуроченные к нему древние разломы, имеют субмеридиональную ориентировку (Тектоника Африки, 1973; Геология и полезные ископаемые Африки, 1973). В складчатой системе Атласа домезозойские образования обнажаются в прибрежных массивах Кабила, Эдуг и др. Здесь выделяется (снизу вверх) комплекс метаморфических гнейсов и кристаллических сланцев древнего (допалеозойского) возраста, который несогласно перекрывается толщей слабометаморфизованных сланцев, песчаников, известняков среднего и верхнего палеозоя (силур — карбон) и грубообломочных красноцветных отложений пермо-триаса. На островах Корсика и Сардиния широко развиты метаморфизованные, преимущественно терригенные породы среднего и верхнего палеозоя, которые несогласно залегают на нижнепалеозойских образованиях. Здесь отчетливо проявились каледонская и герцинская складчатости, причем в последнюю эпоху произошли внедрения гранитов и излияния порфиров. Кристаллическими и кислыми магматическими породами герцинского возраста сложены также массивы Калабрии и Пелоританской гряды, однако из-за их особого положения они подвергались также активным преобразованиям в альпийскую эпоху развития. Отдельные выходы верхнего палеозоя в Динаридах и на Критской островной дуге представлены обычно плотными, но не метаморфизованными терригенными и карбонатными породами. Приведенными краткими сведениями практически ограничиваются наши знания о составе и строении фундамента прилегающей суши.

Вопрос о геологической природе основания под впадинами Центрального Средиземноморья достаточно сложен, так как геофизическая характеристика этих областей обычно сильно отличается от прилегающей суши и прямая корреляция с участками обнаженного фундамента по геофизическим данным практически невозможна. Сильное различие геофи-

зических характеристик (гравитационное поле, скорости сейсмических волн и др.) часто приводит исследователей к выводу о принципиальном отличии консолидированной коры в глубоководных впадинах по сравнению с сушей. В этой связи обращает внимание основополагающий факт, что в центральной части Тирренского моря фундамент представлен теми же метаморфическими породами палеозойского (?) возраста, что и в Сардинии, Калабрии (Hezen et al., 1971), тогда как аномалии Буге здесь достигают $+250$ мгл, а скорости сейсмических волн в породах фундамента, по ранним работам МПВ $7,1$ км/сек (Fahlquist, Hersey, 1969). Таким образом, по обычно принятой интерпретации данная область должна быть отнесена к коре с «базальтовым» основанием, резко отличным от прилегающей суши с «гранитным» кристаллическим фундаментом. Это еще раз свидетельствует о том, насколько опасно, по крайней мере во внутренних морях, придавать геофизическим характеристикам несвойственный им геологический смысл. Последние данные сейсмических исследований (Morelli, 1975; Carozzo et al., 1974) свидетельствуют о наличии в верхней части консолидированной коры слоев со скоростями сейсмических волн $6,0—6,4$ км/сек, несмотря на общую сокращенную мощность и неглубокое залегание Мохо.

Несколько больше сведений о внутренней структуре консолидированного основания впадин содержится в магнитометрических данных и локальных гравитационных аномалиях, обусловленных неоднородностями физических свойств геологических тел, слагающих основание. Анализ этих материалов (Маловицкий, Осипов, 1975) показывает, что фундамент рассматриваемой области имеет блоковое строение и тесно связан с прилегающей сушей. Можно достаточно определенно считать, что по крайней мере южная часть Ионического моря (до хр. Венинг-Мейнца), Африкано-Сицилийский порог и поднятие Рагуза имеют допалеозойский (протерозойский ?) фундамент. Об этом может свидетельствовать значительное влияние субмеридиональных направлений разломов, проявляющихся на фоне субширотных (средиземноморских) опусканий и воздыманий. Таким образом, здесь к осадочному чехлу может относиться вся толща фанерозоя. В Тирренском море и, по-видимому, в северной части Ионического моря складчатый фундамент представлен герцинским комплексом, хотя в составе консолидированной коры может присутствовать и нижний кристаллический этаж. Сложное сочетание разноплановых разломов в этой области объясняется, вероятно, влиянием структур разных этажей фундамента. Наиболее сложной проблемой является выяснение возраста фундамента в Адриатическом море. На Апулийской плите складчатое основание не достигнуто скважинами. На Истрийском поднятии, в северной части Адриатики, скважина на глубине 4500 м (Vercellino, 1970) вскрыла отложения верхнего палеозоя (пермь — карбон). Спокойный характер геомагнитного поля позволяет предполагать, что древний (допалеозойский ?) кристаллический фундамент в Адриатическом море и на Апулийской плите залегает весьма глубоко, а верхний складчатый этаж фундамента представлен преимущественно первично-осадочным комплексом.

Особые участки в составе фундамента отмечают в наиболее погруженной части Ионического моря, где по имеющимся геофизическим данным можно предполагать значительные внедрения глубинного вещества верхней мантии в кристаллическую оболочку земной коры. Существенные неоднородности в фундаменте, обусловленные активными магматическими процессами, отмечают также в зоне хр. Венинг-Мейнца. Возраст и механизм этих явлений пока не ясны. В центральной части Ионической впадины породы основания перекрыты мощной (до $5—8$ км) осадочной толщей, в составе которой присутствуют мезозойские (Finetti, Morelli, 1973) и, возможно, часть палеозойских отложений (Malovitsky et al, 1975). Следовательно, формирование особой структуры основания

Разновозрастный комплекс метаморфических и магматических пород, составляющий консолидированное основание (фундамент) рассматриваемых впадин, залегает достаточно глубоко от поверхности дна и чрезвычайно слабо исследован. В пределах впадин Центрального Средиземноморья известно только два пункта, где геологами изучены породы фундамента. Это подводная гора Марчи в Тирренском море, где при драгировании обрывистого склона на глубинах 2700—3400 м от уровня моря были подняты метаморфизованные первично-осадочные породы (кристаллические сланцы, филлиты, мраморы) палеозойского (?) возраста (Heezen et al., 1971) и западный склон Сардинии, где в скважинах № 134 А-Е «Гломар Челленджера» на абсолютных глубинах около —3100 м (200—220 м от поверхности дна) были вскрыты темные плотные метаморфизованные песчаники и филлиты, литологически аналогичные грауваккам и филлитам нижнего палеозоя массива юго-западной Сардинии (Ruap et al., 1973). На прилегающих к акватории участках суши разновозрастные метаморфические и магматические образования, которые могут быть отнесены к фундаменту, обнажаются только на островах Корсика и Сардиния, в Калабрии и Пелоританской гряде, а также вскрыты некоторыми скважинами в Ливии. В альпийских горно-складчатых зонах Апеннин, Северной Сицилии, восточного Атласа, прибрежной части Динарид выходы доальпийского основания практически отсутствуют и только иногда отмечаются массивы палеозойских пород, которые лишь условно можно отнести к фундаменту.

На прилегающей суше фундамент представлен разнообразными комплексами пород. На юге, в массиве Ахагар обнажены, а севернее в Ливии вскрываются скважинами кристаллические породы архейского и протерозойского возраста, представленные гнейсами, мигматитами, чарнокитами, гранитами, кварцитами и другими метаморфическими породами. Характерно, что внутренняя структура этого древнего основания, так же как и приуроченные к нему древние разломы, имеют субмеридиональную ориентировку (Тектоника Африки, 1973; Геология и полезные ископаемые Африки, 1973). В складчатой системе Атласа допалеозойские образования обнажаются в прибрежных массивах Кабила, Эдуг и др. Здесь выделяется (снизу вверх) комплекс метаморфических гнейсов и кристаллических сланцев древнего (допалеозойского) возраста, который несогласно перекрывается толщей слабометаморфизованных сланцев, песчаников, известняков среднего и верхнего палеозоя (силур — карбон) и грубообломочных красноцветных отложений пермо-триаса. На островах Корсика и Сардиния широко развиты метаморфизованные, преимущественно терригенные породы среднего и верхнего палеозоя, которые несогласно залегают на нижнепалеозойских образованиях. Здесь отчетливо проявились каледонская и герцинская складчатости, причем в последнюю эпоху произошли внедрения гранитов и излияния порфиров. Кристаллическими и кислыми магматическими породами герцинского возраста сложены также массивы Калабрии и Пелоританской гряды, однако из-за их особого положения они подвергались также активным преобразованиям в альпийскую эпоху развития. Отдельные выходы верхнего палеозоя в Динаридах и на Критской островной дуге представлены обычно плотными, но не метаморфизованными терригенными и карбонатными породами. Приведенными краткими сведениями практически ограничиваются наши знания о составе и строении фундамента прилегающей суши.

Вопрос о геологической природе основания под впадинами Центрального Средиземноморья достаточно сложен, так как геофизическая характеристика этих областей обычно сильно отличается от прилегающей суши и прямая корреляция с участками обнаженного фундамента по геофизическим данным практически невозможна. Сильное различие геофи-

зических характеристик (гравитационное поле, скорости сейсмических волн и др.) часто приводит исследователей к выводу о принципиальном отличии консолидированной коры в глубоководных впадинах по сравнению с сушей. В этой связи обращает внимание основополагающий факт, что в центральной части Тирренского моря фундамент представлен теми же метаморфическими породами палеозойского(?) возраста, что и в Сардинии, Калабрии (Hezen et al., 1971), тогда как аномалии Буге здесь достигают +250 мгл, а скорости сейсмических волн в породах фундамента, по ранним работам МПВ 7,1 км/сек (Fahlquist, Hersey, 1969). Таким образом, по обычно принятой интерпретации данная область должна быть отнесена к коре с «базальтовым» основанием, резко отличным от прилегающей суши с «гранитным» кристаллическим фундаментом. Это еще раз свидетельствует о том, насколько опасно, по крайней мере во внутренних морях, придавать геофизическим характеристикам несвойственный им геологический смысл. Последние данные сейсмических исследований (Morelli, 1975; Carozzo et al., 1974) свидетельствуют о наличии в верхней части консолидированной коры слоев со скоростями сейсмических волн 6,0—6,4 км/сек, несмотря на общую сокращенную мощность и неглубокое залегание Мохо.

Несколько больше сведений о внутренней структуре консолидированного основания впадин содержится в магнитометрических данных и локальных гравитационных аномалиях, обусловленных неоднородностями физических свойств геологических тел, слагающих основание. Анализ этих материалов (Маловицкий, Осипов, 1975) показывает, что фундамент рассматриваемой области имеет блоковое строение и тесно связан с прилегающей сушей. Можно достаточно определенно считать, что по крайней мере южная часть Ионического моря (до хр. Венинг-Мейнеца), Африкано-Сицилийский порог и поднятие Рагуза имеют допалеозойский (протерозойский?) фундамент. Об этом может свидетельствовать значительное влияние субмеридиональных направлений разломов, проявляющихся на фоне субширотных (средиземноморских) опусканий и вздыманий. Таким образом, здесь к осадочному чехлу может относиться вся толща фанерозоя. В Тирренском море и, по-видимому, в северной части Ионического моря складчатый фундамент представлен герцинским комплексом, хотя в составе консолидированной коры может присутствовать и нижний кристаллический этаж. Сложное сочетание разноплановых разломов в этой области объясняется, вероятно, влиянием структур разных этажей фундамента. Наиболее сложной проблемой является выяснение возраста фундамента в Адриатическом море. На Апулийской плите складчатое основание не достигнуто скважинами. На Истрийском поднятии, в северной части Адриатики, скважина на глубине 4500 м (Vercellino, 1970) вскрыла отложения верхнего палеозоя (пермь — карбон). Спокойный характер геомагнитного поля позволяет предполагать, что древний (допалеозойский?) кристаллический фундамент в Адриатическом море и на Апулийской плите залегает весьма глубоко, а верхний складчатый этаж фундамента представлен преимущественно первично-осадочным комплексом.

Особые участки в составе фундамента отмечаются в наиболее погруженной части Ионического моря, где по имеющимся геофизическим данным можно предполагать значительные внедрения глубинного вещества верхней мантии в кристаллическую оболочку земной коры. Существенные неоднородности в фундаменте, обусловленные активными магматическими процессами, отмечаются также в зоне хр. Венинг-Мейнеца. Возраст и механизм этих явлений пока не ясны. В центральной части Ионической впадины породы основания перекрыты мощной (до 5—8 км) осадочной толщей, в составе которой присутствуют мезозойские (Finetti, Morelli, 1973) и, возможно, часть палеозойских отложений (Malovitsky et al, 1975). Следовательно, формирование особой структуры основания

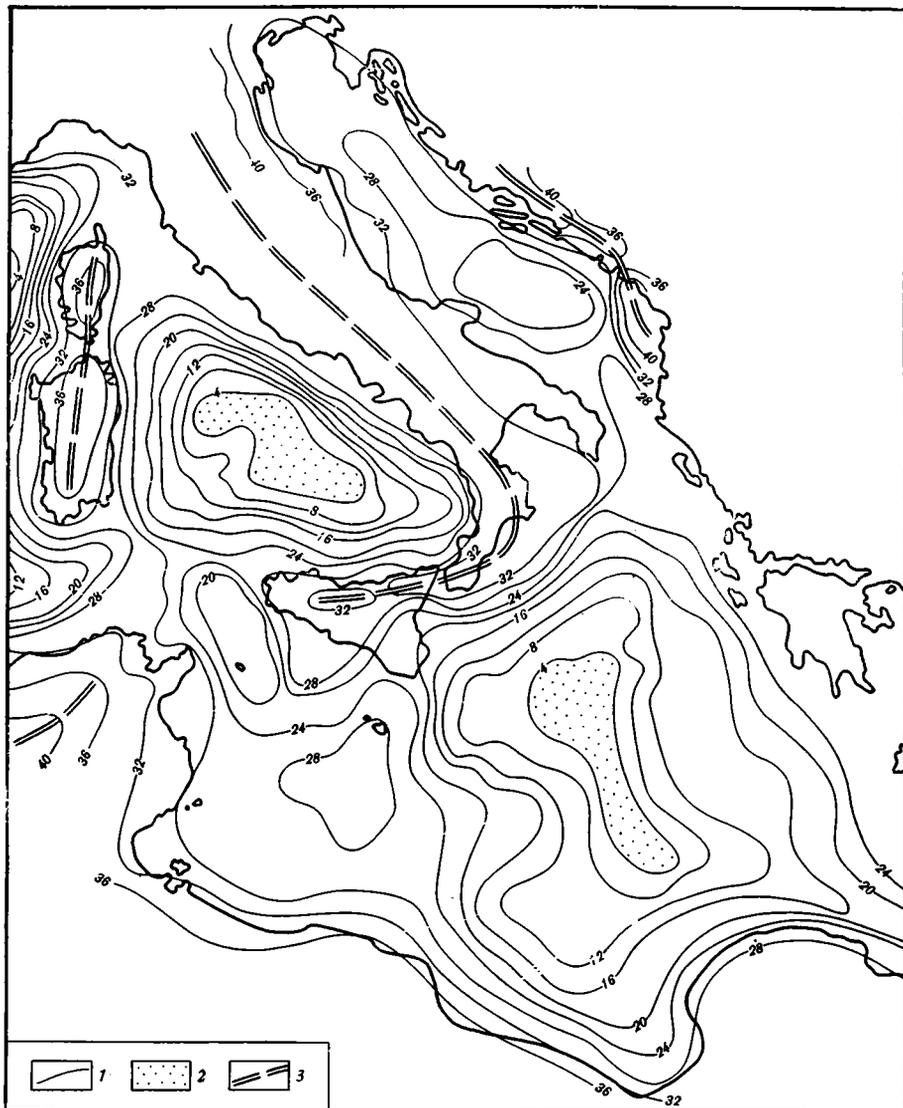


Рис. 3. Схема мощностей консолидированной части земной коры
 1 — изопахиты консолидированной части земной коры, в км; 2 — области резко уменьшенной мощности коры; 3 — осевые зоны прогибов с повышенной мощностью коры

(«мантийный диапир»?) должно было завершиться по крайней мере в мезозое, если не в более раннюю эпоху. Магматический комплекс хр. Венинг-Мейнца имеет более молодой возраст, так как пересекает центральную часть впадины.

Схема мощностей консолидированного цоколя земной коры, вычисленная как разность уровней залегания подошвы коры и кровли фундамента, показана на рис. 3. Минимальные мощности (4 км) характерны для центральных областей Ионического и Тирренского морей, максимальные их значения 36—40 км отмечаются в альпийских складчатых системах Апеннин, Атласа и выступах кристаллического фундамента (Корсика, Сардиния, Калабрия). В южной Адриатике выделяется зона пониженных мощностей (24 км и меньше). В целом схема мощностей консолидированной коры подчеркивает резко блоковый характер ее строе-

ния. Обращает внимание аномальная зона пониженных мощностей в Тунисском проливе (менее 20 км), которая четко разделяет области альпийской складчатости Атласа и Северной Сицилии.

ВЫВОДЫ

1. Основные тектонические и геоморфологические элементы Центрального Средиземноморья сильно дифференцированы как по общей мощности земной коры, так и консолидированной (кристаллической) ее части. Эти мощности резко увеличены в альпийских складчатых системах, более стабильны в платформенных областях и резко сокращены в глубоководных впадинах. Особое строение консолидированного основания («мантийный диапир») отмечается в Ионическом море.

2. Учитывая явно наложенный характер глубоководных впадин и лежащих под ними гетерогенных тектонических депрессий, следует считать общее сокращение мощности коры, и в особенности ее консолидированной части, следствием вторичных процессов, происходящих в верхней мантии (Муратов, 1972, 1975), совпадающих по времени с складчато-орогенными процессами в прилегающих активных альпийских системах.

Литература

- Геология и полезные ископаемые Африки. «Недра», 1973.
- Маловицкий Я. П., Осипов Г. В. Аномальное магнитное поле Средиземного моря и его возможная геомагнитная природа. Геофиз. сб. АН УССР, 1975, вып. 65.
- Москаленко В. Н. Строение осадочной толщи Средиземного моря.— Докл. АН СССР, 1963, вып. 152, № 6.
- Москаленко В. Н., Мирлин Е. Г., Милашин А. П., Милашина К. Г. Геофизические исследования 9-й Средиземноморской экспедиции на судне «Академик С. Вавилов».— Океанология, 1969, т. 9, вып. 3.
- Муратов М. В. История формирования глубоководной котловины Черного моря в сравнении с впадинами Средиземного.— Геотектоника, 1972, № 5.
- Муратов М. В. Происхождение материков и океанических впадин. М., «Наука», 1975. Тектоника Африки. М., «Мир», 1973.
- Carrozzo M. T., Giogetti F., Mikolich R. An example of comparative analysis of geophysical data.— Bull. Geof. teor. appl., 1974, v. 16, p. 62—63.
- Fahlquist D. A., Hersey I. B. Seismic refraction measurements in the western Mediterranean Sea.— Bull. Inst. Oc., Monaco, 1969, v. 67, No. 1388.
- Finetti I., Morelli C. Wide scale digital exploration of the Mediterranean Sea.— Bull. Geofis. teor. appl., 1972, v. 14, p. 56.
- Finetti I., Morelli C. Geophysical exploration of the Mediterranean Sea.— Bull. Geofis. teor. appl., 1973, v. 15, p. 16.
- Heezen B. C., Gray C., Segre A. G., Zarydsky E. F. C. Evidence of foundered continental crust beneath the central Tyrrhenian Sea.— Nature, 1971, No. 229.
- Malovitsky Ya. P., Emelyanov E. M., Kazakov O. V., Moskalenko V. N., Osipov G. V., Simkus K. M., Chumakov I. S. Geological structure of the Mediterranean Sea floor (based on geological-geophysical data).— Marine Geol., 1975, No. 18.
- Morelli C. Geophysics of the Mediterranean.— In: News letter of the cooperative investigations in the Mediterranean, Monaco, 7, 1975.
- Ryan W. B. F. Initial Reports of the Deep-Sea Drilling Project-13, Washington, 1973.
- Vercellino I. Here's what's known about the geology of the Italian Adriatic.— Oil and Gas J., 1970, v. 10, No. 11.
- Weigel W., Hinz K. Preliminary results of seismic measurements in the Ionian Sea and on the Malta shelf.— Commun. Observ. Roy., 1971, No. 101.

Институт океанологии
Южное отделение, Геленджик

Статья поступила
1 ноября 1976 г.

УДК 552.6+551.311.5

Л. П. ХРЯНИНА

МЕТЕОРИТНЫЕ КРАТЕРЫ КАК ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ

В статье описаны признаки метеоритных кратеров, связанные с ними глубинные деформации земной коры, признаки шок-метаморфизма пород и минералов, дешифровочные признаки эродированных метеоритных кратеров — астроблем.

Интенсивное изучение и поиски метеоритных кратеров на Земле начались лет 15—20 назад, и материал по распространению этих структур на нашей планете сравнительно невелик. На Луне, Марсе, Меркурии кратеры являются доминирующим элементом ландшафта. Их количество и распределение по размерам соответствует количеству и распределению по размерам метеоритов и астероидов (Леонтьев, 1976). Это дает возможность заключить, что большую часть кратерообразных структур составляют метеоритные кратеры. Очевидно, по количеству и распределению крупных метеоритных кратеров Земля должна быть аналогична другим планетам.

На Земле в настоящее время известно всего около 80 метеоритных структур, т. е., видимо, небольшая часть из имеющихся в действительности. Почти половина их приходится на Канаду (Робертсон, Грив, 1973) благодаря тому, что там были поставлены специальные работы по поискам и изучению метеоритных структур. Нами (Федынский, Хрянина, 1976) по аналогии с Канадой подсчитано, что минимальное вероятное количество крупных кратеров на территории СССР 42. Несомненно, что реальное их количество окажется значительно больше, так как из 120 дешифрованных круговых структур Канады проверена 1/3 (Robertson, Grieve, 1975), кроме того, не все структуры дешифрируются. Следовательно, кривая для Канады базируется на заниженных данных. К настоящему времени только на Восточно-Европейской платформе известно уже около 20 кратеров и астроблем¹. Это составляет 3,9 кратера ($D > 3$ км) на 1 млн·км², тогда как в Канаде частота 5 на 1 млн·км². Следовательно, даже на хорошо изученной и густо населенной европейской части Советского Союза можно ожидать еще многих находок метеоритных структур.

Действие метеоритного удара аналогично действию взрыва, и структуры, образуемые при экспериментальных взрывах и при падениях метеоритов, во многом сходны (Roddy et al., 1969). Процесс кратерообразования при взрыве делится на три стадии (Шумейкер, 1968; Engelhardt, 1974): компрессии (ударного сжатия), экскавации и деформации. В первую стадию образуется канал в мишени (в крупных структурах — с расплавленными породами на дне), во вторую — под действием отраженной волны — депрессия, окруженная валом приподнятых и перевернутых пластов, образующих на валу лежащую синклираль (рис. 1). Третья стадия дает покров обломков в кратере и вокруг него (аллогенную брекчию).

¹ Астроблемой называется вскрытая при эрозии глубинная часть структуры метеоритного кратера.

Выемка в мишени, образованная в стадию экскавации, называется воронкой, дно ее — истинным дном. На вершине бортов ее находится вал, в центре могут быть центральное и кольцевые поднятия. Кровля аллогенной брекчии образует видимое дно кратера.

Типовой разрез метеоритных кратеров и астроблем, по В. Л. Масайтису (1977), включает ряд структурно-литологических комплексов: 1) цокольный — породы мишени; в истинном дне воронки они представляют собой аутигенные брекчии — брекчированные *in situ* породы с зияющими трещинами, частью заполненными внедрениями стекловатых импактитов (тагамитов) сверху; 2) коптогенный, или импактный, куда входит нижний горизонт со стекловатыми импактитами — тагамитами, и толща брекчий с инъекциями тагамитов, а иногда с интрузивами земных

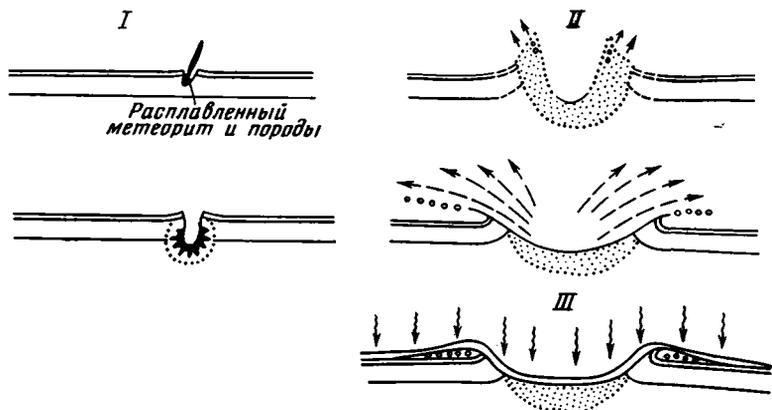


Рис. 1. Стадии процесса образования взрывного кратера: I — стадия ударного сжатия, II — стадия экскавации, III — стадия деформации

пород (типа Седбери) (Смирнов, 1973; Ронка, 1968); 3) заполняющий (постударный) — озерные осадки; 4) для погребенных структур — несогласно залегающие толщи перекрывающего комплекса.

Размеры кратеров на Луне колеблются от микрократеров в десятки микрон на частицах реголита (Родэ и др., 1975) до лунных морей диаметрами в тысячи километров. На Земле мелкие метеориты расплываются, пролетая через атмосферу, более крупные достигают поверхности и образуют при падении воронки и ударные кратеры диаметрами 0,5—30 м, взрывные кратеры диаметрами до 100 км и группы воронок и кратеров — кратерные поля. Образования типа лунных морей пока не доказаны². Древность структур подобного рода на Луне внушает мысль, что в докембрийских земных структурах, особенно в структурах так называемой лунной стадии, подобные образования должны были играть заметную роль.

Размеры кратера определяются энергией удара $E = mv^2/2$ (Станюкович, Федынский, 1947), где m — масса метеорита, v — его скорость по отношению к Земле. Это верно для небольших метеоритов. Удары крупных тел развивают давления порядка тысяч килобар и температуры во много тысяч градусов (Engelhardt et al., 1969). При таких условиях должны протекать плазменные процессы. Энергии их на порядки выше.

Соответственно росту энергии взрыва растет диаметр кратера и усложняется его структура. Известны различные классификации земных метеоритных кратеров, в основу которых положены разные принципы: морфология структур (Денс, 1968), размеры кратера, присутствие метеоритного вещества и формы его дезинтеграции (Кринов, 1963), степень эрозии

² Существуют гипотезы о том, что Тихий океан и Черное море представляют собой структуры подобного типа (Дитц, 1964; Jakusc, 1975).

(Beals et al., 1967), размеры структур и осложняющие формы — центральные и кольцевые поднятия (French, 1968; Robertson, Grieve, 1975; Масайтис, 1977) и др. Однако, всесторонне обоснованной и общепринятой классификации пока не создано. По-видимому, она должна базироваться на признаках, которые последовательно изменяются при переходе от одной группы к другой.

Метеоритные кратеры как геологические структуры обладают рядом признаков, которые можно разделить на морфологические, вещественные и структурные. Общие морфологические признаки метеоритных структур сводятся к округлой в плане депрессии с дном ниже окружающей поверхности и валом вокруг. Отношение глубины кратера к его диаметру — от $1/4$ для ударных и малых взрывных кратеров до $1/20$ и менее для крупных взрывных структур. Некоторое понятие об изменении этого отношения дает кривая отношения глубины кратеров к диаметрам — H/D (Baldwin, 1949).

Форма истинного дна воронки в коренных породах для ударных кратеров конусовидная или чашеобразная. Воронки взрывных кратеров пологие, в ряде случаев доказано, что они двойные, ступенчатые (Рис, $D = 25$ км, Попига́й, $D = 100$ км). Соболевский кратер ($D = 54$ м) имеет также двойную воронку, как и малые воронки от искусственных взрывов (Покровский, 1973) и микрократеры на Луне (Родэ и др., 1975). По-видимому, двойные воронки вообще характерны для взрывных структур, независимо от их размеров. В центре взрывных кратеров с диаметром от 100 м и более иногда наблюдается морфологически выраженное центральное поднятие, а в крупных кратерах (с диаметром 20 км и более) — кольцевые поднятия вокруг него.

К вещественным признакам метеоритных структур относится присутствие метеоритного вещества, вновь образованные коптогенные породы и изменения в минералах и породах мишени (шок-метаморфизм). Главным вещественным признаком является присутствие метеоритного вещества в кратере и его окрестностях. В брекчиях малых кратеров и вокруг них обнаруживаются осколки метеоритного железа, а также метеорная пыль — мелкие (20—100 мкм) шарики окисленного никелистого железа. На Соболевском кратере ($D = 54$ м) установлен ореол аномальных содержаний никеля в грунте кратера и вокруг него (Хрянина, 1978). В крупных структурах, где метеорит в основном испаряется при взрыве, отмечены аномальные содержания никеля, иридия, палладия и других микроэлементов в импактитах в соотношениях, близких к таковым для железных метеоритов (Morgan et al., 1975), а также микрочастицы метеоритного вещества (размерами в мкм) в микротрещинах минералов аутигенной брекчии (Chao, 1976).

Коптогенные породы малых кратеров представлены каменной мукой в точке удара и аллогенной брекчией, выстилающей кратер, характерные черты которой — отсутствие сортировки, свежесть всех обломков и их автохтонность. Поскольку все частички угловаты, брекчия скрипит при растирании между пальцами. Размеры обломков в брекчиях крупных кратеров — от микронных частиц до глыб в десятки и сотни метров (максимальный размер глыб в выбросах вулканов 5—6 м). По керну из кратера Рис (ФРГ, $D = 25$ км), подсчитано (Engelhardt, 1971), что кривая распределения обломков по диаметрам симметрична, и максимум находится на $D = 0,2$ мм. Максимум на симметричной кривой распределения для Соболевского кратера приходится на частицы 1—2 мм.

Разности аллогенных брекчий крупных (километровых) кратеров, содержащие обломки стекол плавления, называются зювитами.

Расплавленные при взрыве земные породы в ударных кратерах ($D = 9—30$ м) и малых взрывных структурах образуют микросферулы или куски силикаглассов. В кратерах с диаметром 2—3 км массивные стекловатые импактиты — тагамиты — образуют горизонт в низах импакт-

Сравнение классификаций этапов шок-метаморфизма кварц-полевошпатовых пород по материалам природных импактных структур и ядерных кратеров (по Stöffler, 1971)

Шоковые эффекты каркасных сил-катов	Пиковые давления (приближенно), P кб	Постшоковые температуры (приближенно), T, °C	Шоковые категории (Chao, 1968)	Шоковые зоны (Денс, 1968)	Пиковое давление, кбар (приближенно)	Постшоковые, T, °C (приближенно)	Шоковые зоны (Short, 1969)	Шоковые зоны (Engelhardt, Stöffler, 1968, Stöffler, 1971)
Трещиноватость кварца и полевого шпата	100	81	1	I	100	100	B	0
Диаплектовый кварц и полевой шпат	200	168	2	II	350	300	C	I
	380	282	3	III				
	450	1080	4	IV				
Диаплектовые стекла кварца и полевого шпата	450	1080	4	VI*	450	900	D	II
	510	1600	5		550—600	1300—1500	E	III
Расплавленный полевой шпат (пузыристое стекло)	600	2580	6					
Гетерогенные полиминеральные стекла	600	2580	7	Зона расплава	>800	>3000	F	IV
Испарение силикатов								V

ного разреза. В ряде астроблем видно, что тагамиты внедряются в виде даек и жил вверх, в аллогенные брекчии и зювиты, и вниз в трещиноватые породы дна (Масайтис и др., 1975; Caty et al., 1975, и др.). Быстрое плавление пород при ударе обуславливает появление негомогенизированных расплавов с пятнами, линзами и прослойками, имеющими под микроскопом разные показатели преломления и разные цвета (от бесцветных до желто-зеленых и коричневых) вследствие образования их при селективном плавлении минералов разного состава. Тагамиты по внешнему виду часто напоминают лавы, но, в отличие от лав, они не содержат интрателлурических вкрапленников и микролитов. Встречаются лишь реликты расплавленных пород и обломочные зерна минералов, обычно с признаками шок-метаморфизма. По химическому составу тагамиты не попадают в поля эффузивных пород на петрологических диаграммах в силу неравновесности состава. Они обычно обогащены калием и алюминием и обеднены натрием в силу различной летучести элементов при взрыве метеорита.

Признаки шок-метаморфизма минералов являются наиболее четкими и однозначными доказательствами метеоритного удара. Они обнаружены в природных и в экспериментальных кратерах (Chao, 1968; Stöffler, 1972; Масайтис, 1974, и др.). В настоящее время установлена в общих чертах последовательность появления признаков шок-метаморфизма по мере возрастания ударных нагрузок (деление на зоны, категории или стадии шок-метаморфизма), хотя цифры нагрузок варьируют у разных авторов (таблица). На низких ступенях метаморфизма образуются трещиноватость кварца и полевых шпатов (ударный кливаж, планарные элементы, деформационные ламелли), затем образуются диаплектовые стекла, в следующей зоне — мономинеральные стекла плавления, затем гетерогенные полиминеральные стекла и в непосредственной близости от точки взрыва происходит испарение пород и метеорита.

Наиболее характерны преобразования кварца: при ударных нагрузках 20—30 кбар образуется ударный кливаж — редкие грубые прямые трещины, часто ориентированные в кристалле по ромбоздру. При нагрузках более 50 кбар появляются планарные элементы. Они представляют собой системы трещин с расстояниями между ними около 20 мкм, иногда декорированных пылевидными частицами. Таких систем может быть до 6—8 в одном зерне. Иногда планарные элементы образуются в зонах глубинных разломов. Однако, в ряде работ (Chao, 1968; H \ddot{o} rz, 1968 и др.) показано, что ориентировка их в кристаллической решетке другая, чем при ударных нагрузках, — максимум частоты распределения для планарных элементов разломов падает на интервал 10—15°, а при ударных нагрузках — 22—30° перпендикуляром к оси с.

При ударных нагрузках наблюдается постепенная изотропизация некоторых зерен, связанная с разрушением кристаллической решетки, вплоть до образования диаплектовых стекол, где сохраняется форма зерна, но исчезает кристаллическая структура. При $T > 1300^\circ$ образуется стекло плавления — лешательерит. Кроме того, при ударных нагрузках в кварце в небольших количествах образуются неустойчивые высокобарические модификации — коэзит и стишовит. В природе коэзит найден в ряде метеоритных кратеров, наименьший из которых — 100-метровый Аравийский кратер Вабар (Chao, 1960). В Советском Союзе коэзит и стишовит описаны в Попигайском метеоритном кратере (Масайтис и др., 1974; Вишнеvский и др., 1976).

Полевые шпаты при шок-метаморфизме приобретают планарные элементы и деформационные ламелли — нарушения типа микросдвигов, затем происходит изотропизация с пятнистым, а затем полным превращением зерна в диаплектовое стекло, называемое маскелинитом. Для биотита характерно появление *kink bands* — узких клиньев поперек спайности, похожих на клиновидные двойниковые полосы, и превращение с периферии в непрозрачную массу, похожую на опацитовье каемки. Шок-метаморфизм пироксенов и амфиболов проявляется обычно в форме грубого кливажа, поперечного к спайности, и многочисленных параллельных трещин или полисинтетических двойников по (010) и (110). Изменения граната характеризуются появлением беспорядочной трещиноватости на отдельных участках зерна, тогда как вокруг них зерно выглядит неизменным.

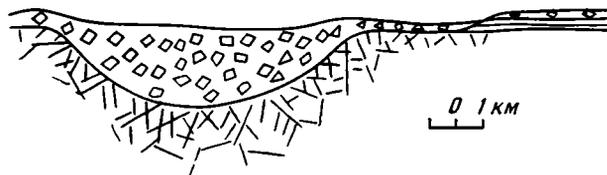
Из высокобарических модификаций минералов, кроме коэзита и стишовита, можно назвать жадеит, рингвудит, майджорит, гексагональную модификацию алмаза — лонсдейлит, армальколит (St \ddot{o} ffler, 1972, и др.).

Из перечисленных выше новообразованных минералов и их модификаций лешательерит — кварцевое стекло плавления — образуется в земных условиях при температуре выше 1100° в фульгуритах и жерлах вулканов. Коэзит и стишовит в лаборатории синтезированы при давлениях около 50—100 кбар и более и температурах 50—100°С (St \ddot{o} ffler, 1971). Область устойчивости стишовита находится в верхней мантии на глубинах порядка 350 км, причем в области высоких давлений он термально неустойчив, т. е., очевидно, не может сохраниться при подъеме вещества мантии в земной коре. Коэзит встречен в кимберлитах Сибири. В приповерхностных условиях возникновение стишовита и коэзита возможно лишь при прохождении взрывной волны. Взрывная волна у поверхности земной коры может генерироваться при метеоритном ударе и вулканических взрывах. Давления при вулканических взрывах достигают 3—6 кбар (Горшков, Богоявленская, 1965; Leonardi, 1972 и др.). При таких давлениях невозможно образование планарных элементов, высокобарических фаз и других признаков шок-метаморфизма, тогда как даже в таких небольших метеоритных кратерах, как Вабар (D=100 м), обнаружен коэзит, а в Аризонском кратере (D=1,2 км) — и стишовит. Давления непосредственно в точке удара метеорита достигают больших значений, но,

поскольку они уменьшаются обратно пропорционально четвертой степени расстояния (Шумейкер, 1968), шок-метаморфизму подвергается сравнительно небольшой объем пород.

Структурные признаки метеоритных кратеров разнообразны и, по-видимому, пока не все установлены. Даже малые ударные кратеры Сихотэ-Алинского поля ($D=9-26$ м) имеют нарушенное сводообразное залегание пород под валом. В малых взрывных кратерах (диаметрами от 50 м) породы образуют пологий свод вокруг кратера и иногда лежащую синклиналь на валу с седлом, обращенным к кратеру (см. рис. 1). Эти поднятые коренные породы В. Л. Масайтис назвал цокольным валом. В бортах кратеров Хенбери (Австралия) диаметрами 100—200 м развиваются системы чешуйчатых центробежных надвигов, внутри которых осадочные породы смяты в мелкие складки. Такие кратеры, как Аризонский ($D=1,2$ км), имеют цокольный вал и насыпной вал над ним. При

Рис. 2. Разрез метеоритного кратера Рис (ФРГ), по Preuss, 1964. Видна двойная воронка, меньшая — в кристаллических породах, большая — в слоистом осадочном чехле



бурении за бортом Аризонского кратера было установлено структурное поднятие коренных пород на расстоянии до 890 м от кратера и залегание в обратной стратиграфической последовательности обломков различных горизонтов, вскрытых в кратере (Roddy et al., 1976). За бортом характерны выбросы в виде крупных отторженцев, иногда с реликтами погребенной почвы в перевернутом залегании (кратер Лонар, Индия, $D=1,8$ км). Внутри кратера Шунак ($D=3$ км) нами отмечен оползень длиной около 1 км, подобный оползням на террасированных склонах лунных кратеров. По-видимому, такие же оползни вскрыты при бурении на бортах Вепряйской астроблемы ($D=7$ км) в Литовской ССР.

Полевым признаком взрывных структур являются конусы разрушения, встреченные в метеоритных и экспериментальных взрывных кратерах. Они представляют собой конические обломки размерами от сантиметров до 5 м с дихотомически ветвящимися пологими бороздками, сходящимися к вершине конуса, которая (в коренном залегании) направлена навстречу ударной волне.

Глубинная структура взрывных метеоритных кратеров рисовалась в виде трещиноватости под дном воронки (Preuss, 1964; Depce, 1977; Аалоз и др., 1976) (рис. 2). При детальных сейсмических работах на Аризонском кратере ($D=1,2$ км) (Askertmann et al., 1975) и на Соболевском кратере ($D=54$ м) (Хрянина, Иванов, 1977) установлено, что нарушенная зона представляет собой линзу трещиноватых пород с раздувом под кратером. Диаметр линзы в обоих случаях равен примерно трем диаметрам кратера. Перегиб нижней границы зоны дробления находится под валом (рис. 3). Это позволяет определять первичный диаметр видимого кратера в астроблемах. В астроблеме Госез Блаф диаметр линзовидной зоны дробления 22 км, диаметр раздува 8 км (рис. 4). Очевидно, диаметр видимого кратера был также 8 км.

Нижняя граница зон дробления достаточно резкая, что позволило отбить ее при сейсмических работах на Аризонском и Соболевском кратерах и астроблеме Госез Блаф. В Ильинецкой астроблеме, по данным бурения, трещиноватость в подошве линзы затухает на интервале 5—10 м (Гинтов и др., 1975). По-видимому, четкая граница зоны дробления является пределом, до которого ударная волна могла вызывать хрупкие деформации.

Характерным признаком метеоритных структур являются центральные поднятия. Они отмечены в ряде астроблем, экспериментальных и метеоритных кратерах диаметрами от 70 м до 100 км. В ряде кратеров и астроблем (Карсвелл Лейк, Штейнхейм, Ильинецкая и др.) центральные поднятия окружены разломами, т. е. представляют собой горстообразные структуры. Другой тип центрального поднятия отмечен в экспе-

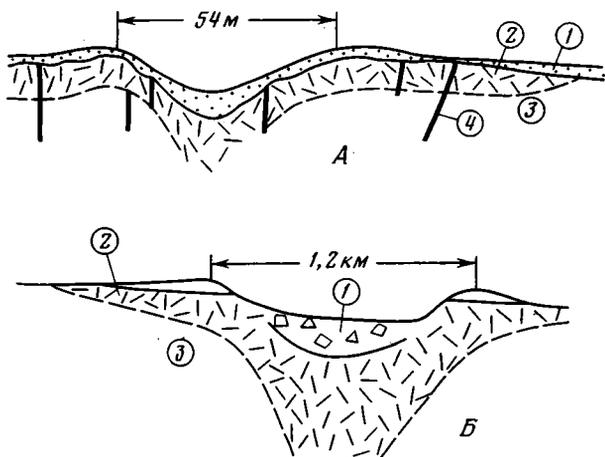


Рис. 3. Форма зоны трещиноватых пород под метеоритными кратерами
 А — Соболевский кратер;
 Б — Аризонский кратер.
 Цифрами обозначены:
 1 — аллогенная брекчия,
 2 — трещиноватые породы,
 3 — массивные породы,
 4 — кольцевые разрывы

риментальном кратере Сноуболл (Roddy, 1968). Островок центральной горки в нем представляет собой сжатую брахиантиклиналь. Природные структуры такого типа — астроблемы Госез Блаф (см. рис. 4), Сьерра Мадера, Уэллс Крик (США). Вокруг пикообразной антиклинали в них

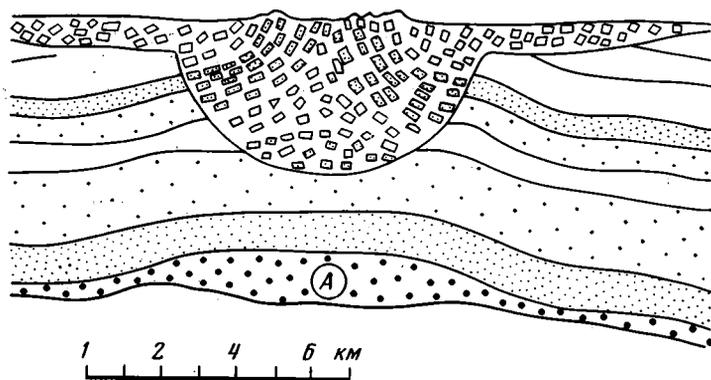


Рис. 4. Генерализованный геологический разрез структуры Госез Блаф (Австралия). Литологические горизонты прослежены по сейсмическим данным (по Milton et al., 1969). Виден раздвиг нижнего горизонта (А). Конусы разрушения в вертикальных пластах песчаников горизонтальны, вершины их направлены от центра

отмечаются реликты перекрывающих импактитов. В Госез Блаф в вертикальных пластах песчаников наблюдаются конусы разрушения, лежащие горизонтально и концами направленные наружу, что свидетельствует об образовании их в первую стадию (см. рис. 1), тогда как сама пикообразная антиклиналь, очевидно, образована отраженной волной (во вторую стадию, см. рис. 1). По-видимому, поднятие первого типа образуется в хрупких породах, второй тип — при пластической реакции пород

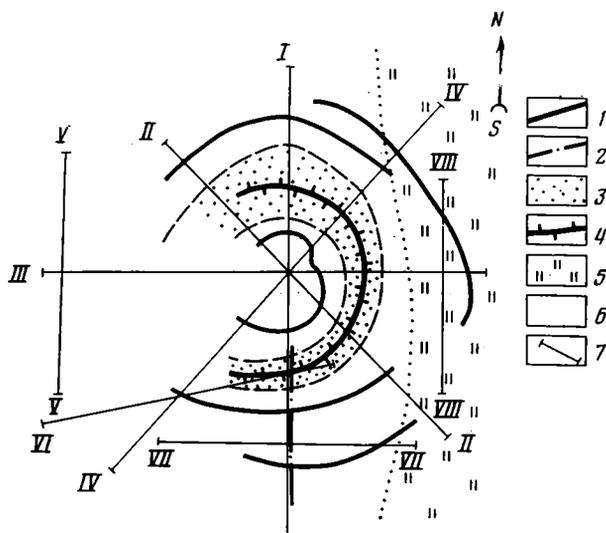
(Хрянина, 1978). Комбинированный тип представляет центральное поднятие кратера Штейнхейм (ФРГ), где в выдвинутой вверх по разлому центральной глыбе наблюдается структура сжатой антиклинали (Engelhardt et al., 1969). Кроме приведенных выше типов центральных поднятий, образуемых при самом взрыве, в крупных кратерах, вероятно, может происходить релаксация земной коры в последующее время (Дабижа и др., 1976). Очевидно, многообразие механизмов образования центральных поднятий является причиной того, что на кривой распределения их в различных по размерам кратерах наблюдаются два максимума (Дабижа и др., 1976).

Необходимо отметить еще одну особенность глубинной структуры метеоритных кратеров. Под зоной дробления Госез Блаф наблюдается раздвиг, как бы подсос ряда горизонтов, выявленный сейсмическими работами (см. рис. 4).

В ряде крупных кратеров ($D \geq 15$ км), наряду с центральным, образованы кольцевые поднятия. Морфологически хорошо выражено кольцевое поднятие в кратере З. Клируотер ($D=30$ км). Однако структура кольцевых поднятий пока по существу не изучена. Не исключено, что они являются горстообразными структурами.

Для метеоритных кратеров и модельных взрывных структур характерен специфический рисунок сети разломов. На фоне беспорядочной трещиноватости выявлены радиальный разрыв, два незамкнутых кольцевых разлома вокруг Соболевского кратера и один внутри него (рис. 5).

Рис. 5. Разрывы, связанные с Соболевским метеоритным кратером (план): 1 — кольцевые разрывы; 2 — радиальные разрывы, 3 — зона вала с повышенной трещиноватостью, 4 — гребень вала, 5 — пойма, 6 — склон долины, 7 — профили сейсморазведочных и электроразведочных работ



Кольцевые и радиальные трещины зафиксированы у искусственных кратеров (Roddy, 1968) и дешифрируются вокруг ряда кратеров и астроблем (Иль Руло, Мекатина в Канаде, Босумтви в Гане, Ильинецкая на Украине и др.). Поэтому кольцевые разломы надо считать типичным признаком взрывных метеоритных структур (Хрянина, Иванов, 1977). Очевидно, часть кольцевых разломов, отдешифрированных на космических снимках и отрисованных при анализе геологических данных (Доливо-Добровольский, 1975; Соловьев, Рыжова, 1978), представляют собой глубоко эродированные метеоритные структуры.

Вокруг 70-метрового искусственного кратера (Norman et al., 1977) было отмечено образование кольцевого грабена. Нами откартирован фрагмент кольцевого грабена вокруг свежего метеоритного кратера Шунак (Северное Прибалхашье). Что касается астроблем, то наиболее ярко проявлены кольцевые грабены в структурах Карсвел Лейк и Маникуаган

(диаметр колец 32 и 65 км). Возраст структуры Карсвелл Лейк докембрийский, а грабен заполнен разломанными и перемятыми палеозойскими породами (Curie, 1968). Это свидетельствует о длительности жизни импактных структур.

Вокруг Ильинцевкой астроблемы отмечена концентрическая ориентировка гнейсовидности (Гинтов и др., 1975). Эта особенность, вероятно, связана с тем, что при прохождении ударной волны кристаллические породы на доли секунды становятся пластичными (Шумейкер, 1968 и др.), и минералы ориентируются перпендикулярно волне. При образовании крупных кратеров концентрическая ориентировка гнейсовидности может, вероятно, наблюдаться на достаточно больших площадях. Такой факт описан в Алданской кольцевой структуре (Брюханов и др., 1977), происхождение которой неясно. Из внутреннего кольца нам любезно передана В. И. Гусевой конусовидная «сосулька» пористого силикатного стекла с обломочными зернами полевых шпатов и кварца с планарными элементами.

На ряде месторождений в Казахстане штокверковое оруденение в плане образует круг, а на глубину прослеживается как трубчатое тело, причем в породах верхних горизонтов месторождения фиксируются планарные элементы и другие признаки шок-метаморфизма (Зейлик и др., 1976). Возможно, что трубчатые штокверки развивались по кольцевым зонам дробления и разломов, связанным с метеоритными кратерами.

Как отмечено выше, признаки метеоритных структур многочисленны и разнообразны. Имеющийся материал позволяет наметить предварительно три категории признаков взрывных метеоритных структур.

1. Признаки, не зависящие от размера кратера.

а. Морфологические — округлая депрессия с дном ниже окружающей местности:

двойная воронка в истинном дне кратеров,
вал вокруг депрессии,
центральная горка.

б. Структурные:

бескорневая дисковидная зона дробления,
сводовидное залегание пород вокруг кратера,
кольцевые и радиальные разломы вокруг воронки,
центральные поднятия,
грабены вокруг кратера.

в. Вещественные:

присутствие аллогенных брекчий.

2. Признаки, меняющиеся с размером.

а. Морфологические:

существенно меняется отношение глубины к диаметру кратера (Н/Д)

б. Структурные:

структура вала (в малых кратерах — лежащая синклираль, в более крупных — шарьяжи),

кольцевые поднятия (известны в кратерах с диаметром около 15 км),
глубина заложения кольцевых и радиальных разломов.

в. Вещественные — характер дезинтеграции метеоритного вещества (осколки метеорита, сферулы метеорной пыли — в малых кратерах с диаметром до 1—1,5 км, аномальные содержания никеля и других метеоритных элементов — в импактатах крупных структур):

признаки плавления земных пород (микронные стеклянные шарики в малых кратерах; обломки силикагласса в структурах с диаметром до 1—3 км; горизонты стекловатых импактитов в более крупных структурах),

шок-метаморфизм (в малых структурах — каменная мука вокруг точки удара; в крупных — шок-метаморфизм в породах цокольного комплекса на значительном расстоянии от видимого кратера),

погребенные почвы характерны (вернее, легко обнаруживаются) в малых структурах,

состав брекчий — аллогенные брекчии в малых кратерах; брекчии и зювиты — в крупных.

3. Признаки, зависящие по-видимому, не только от размера кратеров:

а. Структурные:

центральные поднятия встречаются в кратерах разных размеров, и тип структуры их (горст или пикообразная антиклиналь) также не зависит от размеров кратера,

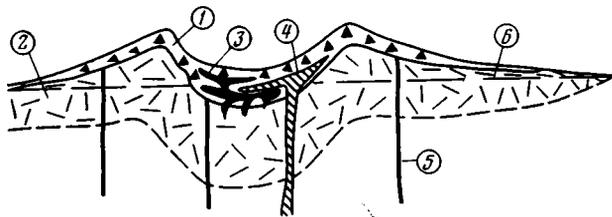
присутствие и количество оконтуривающих кольцевых разломов и грабенов и радиальных разломов.

б. Вещественные:

количество расплава резко варьирует вне зависимости от размера кратера: в Болтышской астроблеме (Украина, $D=25$ км) имеется два горизонта тагамитов, тогда как в кратере Рис (ФРГ, $D=25$ км) горизонты переплавленных пород не вскрыты.

Рис. 6. Принципиальный разрез взрывного кратера

Цифрами обозначены:
1 — импактные брекчии, 2 — зона трещиноватости, 3 — стекловатые импактиты (тагамиты), 4 — магматические внедрения, 5 — кольцевые разрывы, 6 — первичный уровень местности



Признаки последней группы связаны, по-видимому, не только с размером кратера, но и с другими факторами, например, с геологической структурой места падения.

По признакам второй категории, а также глубине нарушений земной коры взрывные кратеры удобно разделить на малые ($D=0,03-3$ км), локальные ($D=3-30$ км), региональные ($D=30-100$ км) и глобальные ($D>100$ км). В силу недостатка сравнительного материала, границы между группами не точны, и в дальнейшем, вероятно, могут несколько измениться. Принципиальный разрез метеоритного кратера показан на рис. 6.

Геофизические признаки метеоритных структур обусловлены тремя главными причинами: изменением физических свойств пород под действием ударной волны, разрывными нарушениями и появлением новообразованных пород, которые также дают эффекты в физических полях.

Общими признаками геофизических полей над метеоритными кратерами являются их круговая форма и бескорневой характер (Дабижа, 1976).

Сейсморазведка фиксирует пониженные скорости сейсмических волн в аллогенных брекчиях и линзовидной зоне брекчированных пород цоколя с уменьшением скоростей к центру, отбивает нижнюю границу зоны дробления, а также кольцевые или радиальные разломы вокруг кратера и центрального поднятия. В линзе брекчированных пород иногда возможно проследить отдельные слои (Milton et al., 1972), однако типичной является потеря корреляции.

Магниторазведка фиксирует понижение напряженности магнитного поля над кратером. При образовании значительных масс ударных расплавов, которые при остывании намагничиваются в земном магнитном поле, а также при магматических внедрениях рисунок аномалии должен усложняться.

Электроразведка фиксирует повышение электросопротивления в линзе брекчированных пород вокруг кратера и дает возможность выделить на этом фоне разрывные нарушения в виде пиков R_p .

Гравитационные поля над свежими метеоритными кратерами представляют круговые отрицательные аномалии и показывают дефект мас-

сы, который создает отрицательные аномалии редукции Буге (до 25 *мгал* в крупных структурах). Над центральными поднятиями в ряде кратеров фиксируются положительные аномалии, в случае внедрения базальтоидных магм (типа Седбери) эти основные породы должны также дать положительную аномалию.

Часто вокруг кратера намечается кольцо положительных, а за ним — кольцо отрицательных аномалий (Дабижа, Федынский, 1977). Амплитуды аномалий силы тяжести быстро растут с ростом диаметра кратеров до $D=3$ км, затем кривая выполаживается и с $D=30$ км начинает асимптотически приближаться к 30 *мгал* (Дабижа, Федынский, 1977). Как видно, намеченные выше группы кратеров (малые, локальные, региональные) хорошо укладываются в отдельные участки кривой аномалий силы тяжести.

В процессе тектонической переработки и эрозии кратеров физические поля, очевидно, должны меняться. При тектонической переработке крупных региональных структур разнонаправленные движения блоков могут создать пеструю мозаику, которая замаскирует аномалии, типичные для метеоритных структур.

В заключение следует отметить следующие. На Земле известны структуры эндогенные и экзогенные. Метеоритные кратеры являются космогенными геологическими образованиями. Их структуры, породы, физические поля должны изучаться полевыми и лабораторными методами геологии. Поверхность Луны и планет покрыта многочисленными метеоритными кратерами. Очевидно, количество их на Земле также должно быть велико, а строение аналогично инопланетным структурам, что определяет важность их для сравнительной планетологии. Поскольку диаметры ряда кратеров — десятки километров, они являются региональными геологическими структурами, и их изучение важно для региональных работ. Кроме того, метеоритный удар может спровоцировать магматические внедрения — так называемый триггерный магматизм (Ронка, 1968; Смирнов, 1973). Разломы в крупных структурах могут быть проводниками рудных растворов и местом локализации штокверкового и жильного оруденения. Поэтому поиски и исследование астроблем приобретают и практическое значение.

Энергия, выделяемая при образовании метеоритных кратеров, достигает величин до 10^{30} эрг. При мгновенном ее выделении в крупных (десятки километров) кратерах развиваются давления до 800—1000 *кбар* (Масайтис и др., 1975) и температуры в несколько тысяч градусов. При этих условиях, по-видимому, должны идти плазменные процессы. Для приповерхностных земных процессов характерны температуры и давления других порядков (3—6 *кбар*). Таким образом, земные геологические процессы и процесс образования метеоритных кратеров идут на разных энергетических уровнях. Отсюда ясно, что признаки шок-метаморфизма, образуемые при давлениях в десятки и сотни килобар, являются однозначными доказательствами метеоритного удара. Сами же породы метеоритных кратеров — брекчии и массивные импактиты — нельзя отнести к осадочным, магматическим или метаморфическим породам. Они должны рассматриваться как специфическая импактная формация.

В основу типизации метеоритных структур должна, вероятно, быть положена энергия, выделенная при образовании кратера. В схеме с ростом энергии возрастает диаметр кратера и должны определенным образом меняться другие признаки — морфологические, вещественные и структурные. При всей неполноте наших современных знаний можно заметить, что есть признаки, свойственные взрывным структурам любого размера, и потому они не могут быть положены в основу классификации. Таковы округлая форма воронки, присутствие вала, центральной горки, бескорневой характер и дисковидная форма зоны дробления, грабены, кольцевые и радиальные разломы, центральные поднятия, сводообразное зале-

гание пород вокруг кратера, присутствие конусов разрушения и аллогенных брекчий. Основной классификации, вероятно, могут служить признаки, которые меняются с размером. Это прежде всего характер нахождения метеоритного вещества (осколки и микросферулы в малых кратерах, примеси элементов из метеорита и микрочастички в аутигенных брекчиях крупных структур). Далее, это степень шок-метаморфизма и признаки плавления земных пород — микронные стеклянные сферулы и куски силикаглассов в малых кратерах, и горизонты стекловатых импактитов в более крупных структурах; глубина заложения радиальных и кольцевых разломов; структура вала (в малых кратерах — лежащая синклиналь, в крупных структурах — шарьяжи) и т. д.

Наконец, известны признаки, которые могут присутствовать не во всех структурах, например грабены, центральные поднятия, присутствие и количество кольцевых разломов и грабенов, кольцевых поднятий, различного строения центральных поднятия. По-видимому, эти признаки связаны не с размером, или не только с размером, т. е. энергией взрыва, но и со строением земной коры в точке удара. Эти признаки, а также присутствие интрузивов, связанных с кратерными дислокациями, могут служить для выделения среди главных групп более мелких подразделений.

Е. Л. Кринов (1963) разделил метеоритные кратеры на две главные группы — ударные и взрывные. По признакам, прежде всего вещественным, мы выделяем среди взрывных малые ($D=0,03-3$ км), локальные ($D=3-30$ км), региональные ($D=30-100$ км) и глобальные ($D > 100$ км). Как уже говорилось, эти группы соответствуют различным частям кривой зависимости гравитационных аномалий от диаметров структур. Несомненно, что наши представления с развитием работ будут уточняться и меняться, однако высказанные выше соображения, вероятно, могут служить базой для типизации метеоритных структур.

Наконец необходимо сказать, что в одной статье невозможно коснуться всех вопросов, связанных с геологическим изучением метеоритных кратеров. Многие важные аспекты этой темы здесь не освещались, в частности, вопросы дешифрирования астроблем, сохранности метеоритных структур, зависимости интенсивности плавления пород от их механических свойств, экзогенных эффектов метеоритных взрывов и многие другие. Для дальнейших работ очень важным является вопрос о генезисе многочисленных кольцевых структур, выявленных на территории Советского Союза (Зоткин, Цветков, 1970; Зейлик, Сейтмуратова, 1974; Доливо-Добровольский, 1975; Брюханов и др., 1977; Нечаева, 1978, и др.).

Литература

- Аалоз А. О., Дабижа А. И., Карнаух Б. А., Стародубцев В. А. Геофизические исследования на главном кратере Каали.— Изв. АН ЭССР. Химия, геология, 1976, т. 25, № 1.
- Брюханов В. Н., Глуховский М. Э., Стахеев Ю. И. Кольцевые структуры Земли.— Природа, 1977, № 10.
- Вишневский С. А., Долгов Ю. А., Ковалева Л. Т., Пальчик Н. А. Находка стишовита в породах Попигаевского метеоритного кратера.— Докл. АН СССР, 1976, т. 223, № 5.
- Гинтов О. Б., Шевченко Т. П., Голуб В. Н. Об эндогенной природе Ильинцевской структуры.— Геол. ж., 1975, т. 35, № 1.
- Горшков Г. С., Боговелевская М. С. Вулкан Безымянный и особенности его последнего извержения, 1955—1963. М., «Наука», 1964.
- Дабижа А. И., Красс М. С., Федынский В. В. Эволюция метеоритных кратеров как структур планетной коры.— Астрон. вестн., 1976, № 1.
- Дабижа А. И., Федынский В. В. Особенности гравитационного поля астроблем.— Метеоритика, 1977, вып. 36.
- Денс М. Р. Внеземное происхождение канадских кратеров.— В сб.: Взрывные кратеры на Земле и планетах М., «Мир», 1968.

- Дитц Р. С. Океанические впадины обусловлены падением астероидов (новая гипотеза).— В кн.: Рельеф и геология дна океанов. М., 1964.
- Долово-Добровольский В. С. Исследование природной среды космическими средствами. Геология и геоморфология. М., «Мир», 1975, т. 5.
- Зейлик Б. С., Сейтмуратова Э. Ю. Кольцевые структуры Казахстана.— Изв. АН КазССР, 1974, № 1.
- Зейлик Б. С., Парфенова О. В., Сейтмуратова Э. Ю. Импациты и ударный метаморфизм в кольцевых структурах Казахстана и на рудных объектах.— В сб.: Материалы V Всесоюзного петрографического совещания, т. 1. Алма-Ата, «Наука», 1976.
- Зоткин И. Т., Цветков В. И. О поисках метеоритных кратеров на Земле.— Астрон. вестн., 1970, IV, № 1.
- Зоткин И. Т., Дабига А. И. Геофизические поля метеоритных кратеров.— Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., 1977, вып. 4.
- Кринов Е. Л. Метеоритные кратеры на поверхности Земли.— Тр. ИГ АН ЭССР, 1963, вып. 11.
- Леонтьев Л. В. О форме кратеров, образующихся при высокоскоростном ударе.— Космич. исследования, 1976, т. XIV, в. 2.
- Масайтис В. Л., Райхлин А. И., Селивановская Т. В. Коэсит в породах Попигайского метеоритного кратера.— Зап. Всес. минер. о-ва, 1974, ч. 103, в. 1.
- Масайтис В. Л. Псевдомагматические и другие геологические формации ударно-взрывного происхождения.— В сб.: Проблемы магматических формаций. М., «Наука», 1974.
- Масайтис В. Л., Михайлов М. В., Селивановская Т. В. Попигайский метеоритный кратер. М., «Наука», 1975.
- Масайтис В. Л. Структурно-литологические комплексы астроблем.— Письма в астрон. ж., 1977, № 4.
- Нечаева И. А. Морфологические особенности рельефа в центральной части Кольского полуострова. Докл. АН СССР, 1977, т. 236, № 1.
- Покровский Г. И. Взрыв. «Недра», 1973.
- Робертсон П. Б., Грив Р. А. Астроблемы Канады.— «Природа», 1973, № 9.
- Редэ О. Д., Иванов А. В., Флоренский К. П., Бочко Р. А. Микроморфология поверхности стеклянных сферических частиц лунного грунта.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1975, № 3.
- Ackermann H. D., Godson R. H. A seismic refraction technique used for subsurface investigation at meteor crater Arizona.— J. Geoph. Res., 1975, v. 80, n. 5.
- Baldwin R. The face of the Moon. Univ. Chicago Press, 1949.
- Beals C. S., Halliday I. H. Terrestrial meteorite craters and their lunar counterparts.— Contrib. Dom. Obs., 1967, v. 7, n. 4.
- Blackburn E. A., Wilson L., Sparks R. S. J. Mechanism and dynamics of strombolian activity.— J. Geol. Soc. London, 1976, v. 132, p. 4.
- Caty J. L., Chown E. H., Roy D. W. A new astrobleme: Il Rouleau Mistassini Lake, Canada.— Meteoritics, 1975, v. 10, n. 4.
- Chao E. C. T. Pressure and temperature histories of impact metamorphosed rocks based on petrographic observations.— Neues Jahrb. für Mineral., Ab. 1968, Bd. 108, H. 3.
- Chao E. C. T. First natural occurrence of coesite.— Science, 1960, v. 32, n. 3421.
- Chao E. C. T. Evidence of impact body in the Ries crater — discovery Fe—Cr—Ni veinlets under bottom.— Earth and Planet. Sci. Lett., 1976, v. 31, n. 3.
- Currie K. L. A note of shock metamorphism in the Carswell circular structure. Saskatchewan, Canada.— In: Shock metamorphism of natur. mater. Baltimore, 1968.
- Dence M. R. Meteorite bombardment of the Moon.— Phill. Trans. Roy. Soc., London, 1977, A 285, n. 1327.
- Engelhardt W. v., Stöffler D. Stages of shock metamorphism in crystalline rocks in the Ries basin, Germany.— In: Shock metamorphism of natur. mater. Baltimore, 1968.
- Engelhardt W. v., Stöffler D., Schneider W. Petrologische Untersuchungen in Ries.— Geol. Bavarica, 1969, v. 61.
- Engelhardt W. v. Detrital impact formations.— J. Geoph. Res., 1971, v. 76, n. 23.
- Engelhardt W. v., Stöffler D., Schneider W. Petrologische Untersuchungen in Ries.— Geol. Bavarica, 1969, v. 61.
- Engelhardt W. v. Meteoriten crateren.— Naturwissenschaft, 1974, Bd. 61, n. 1.
- French B. M. Shock metamorphism as a geological process.— In: Shock metamorphism of natur. mater. Baltimore, 1968.
- Jakusc L. A. Facete-tenger es a Kaszpi-to astroblem eredete.— Földr. ert., 1976, v. 24, n. 4.
- Leonardi P. Vulcani e bolidi. Bologna, 1972.
- Milton D. J., Barlow B. C., Brett R., Brown A. R. Goses Bluff impact structure, Australia.— Science, 1972, v. 175, n. 4027.
- Morgan J. W., Higuchi H., Ganapathi R., Anders E. Meteoritic material in four terrestrial meteorite craters.— Proc. 6th Lunar Sci. Conf., Houston, Texas, 1975, v. 3. New York et al., 1975.
- Normann E. J., Price N., Chuqu Ike I. L. Astrons — possible meteorite scars.— New Sci., 1977, v. 73, n. 1044.
- Preuss E. Kennreihen von Meteoriten crateren mit Bezug auf das Ries.— Fortschr. Miner. Stuttgart, 1964, Bd. 41, H. 98.

- Robertson P. B., Grieve R. A. F.* Impact structures in Canada: their recognition and characteristics.— J. Roy. Astr. Soc. Canada, 1975, v. 69, n. 1.
- Roddy D. J.* The Flinn Creek Crater, Tennessee.— In: Shock metamorphism of natural matter. Baltimore, 1968.
- Roddy D. J., Jones G. H., D'El C. H. H.* Similarities of 100 and 500 ton TNT explosion craters and proposed comet impact craters.— Trans. Amer. Geoph. Union, 1969, v. 50, n. 4.
- Roddy D. J., Jones G. H., Boice J. M., Colton G. W., Dial A. L. J.* Meteor. crater Arizona, rim drilling.— Proc. 6th Lunar Sci. Conf., Houston, Texas, 1975, v. 3. New York et al., 1975.
- Stöffler D.* Coesite and stishovite in Shocked crystalline rocks.— J. Geoph. Res., 1971, v. 76, n. 23.
- Stöffler D.* Deformation and transformation of rockforming minerals by natural and experimental shock processes. I. Behavior of minerals under shock compression.— Fortschr. der Mineralogie. Stuttgart, 1972, n. 23.

Комитет по метеоритам
АН СССР

Статья поступила
27 сентября 1977 г.



ХРОНИКА

УДК 551.71(71)

АРХЕЯ ЮЖНОЙ ЧАСТИ КАНАДСКОГО ШИТА
(о заседании рабочей группы проекта «Геохимия архея»
Международной программы геологической корреляции
2—17 августа 1978 г., Канада — США)

Заседание проводилось по инициативе национальных рабочих групп Канады и США и было посвящено изучению архейских образований южной части Канадского щита. В заседаниях приняло участие около 60 ученых из 12 стран. Экскурсии проводились в южной части провинции Онтарио (Канада) и в штате Миннесота (США), где распространены различные по возрасту и составу архейские образования.

Рассматриваемый регион состоит из чередования так называемых гнейсовых и зеленокаменных поясов, представляющих собой вытянутые в субширотном направлении зоны, длиной свыше 1000 км и шириной от нескольких десятков до нескольких сотен километров. Они, как правило, отграничены друг от друга зонами разломов, часто представленными полосами катаклазитов и бластомилонитов.

Гнейсовые пояса Канадского щита сложены достаточно разнообразным комплексом пород. Это прежде всего разнообразные тоналиты и трондемнты, местами превращенные в ортогнейсы. Среди этих образований выделяются, судя по геохронологическим данным, два возрастных комплекса. Один — наиболее древний, датированный по данным радиометрии цифрами 3800—3750 млн. лет, другой — более молодой, возраст которого около 3,0 млрд. лет. Однако разделить эти два очень сходных по вещественному составу комплекса очень сложно, тем более, что первичные соотношения изотопов $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в них близки — 0,698—0,7009.

На древнем комплексе тоналитов и трондземитов залегает толща кварцево-плагиоклаз-биотитовых парагнейсов, местами содержащих гранат и кордиерит. По валовому химическому составу парагнейсы очень сходны с породами тоналит-трондземитового комплекса и, по всей видимости, представляют собой продукты размыва последних.

Все рассмотренные выше образования интродуцированы среднезернистыми калевополовошпатовыми гранитами, образующими небольшие силлы и штоки, с которыми, однако, часто связаны обширные поля пегматитов. Возраст этих образований в гнейсовом поясе Инглиш Ривер равен 2,6—2,5 млрд. лет.

Таким образом, гнейсовые пояса южной части Канадского щита представляют собой области с широким развитием пород тоналит-трондземитового состава и кроющих их терригенных толщ. При этом можно думать, что процесс внедрения интрузивных комплексов плагиогранитного состава был многократным. Начавшись очень рано (3,8 млрд. лет назад), он продолжался в течение 1,0—1,2 млрд. лет. В это время на тоналит-трондземитовом фундаменте, видимо, в отдельных осадочных бассейнах накапливались продукты его размыва. Процесс закончился в конце архея внедрением массивов калиевых гранитоидов.

Наиболее интересная проблема геологии гнейсовых поясов Канадского щита — явление характера толщ нижнего архея, в которые внедрялись древнейшие тоналит-трондземитовые комплексы. Данные об этом немного. Однако в интрузивных комплексах нижнего архея известны только ксенолиты амфиболитов и анортозитов. При этом изучение ксенолитов амфиболитов показало, что они по своей петрохимии и геохимии сходны с толеитовыми базальтами современных океанов. Это позволяет предполагать, что древнейшие плагиогранит-диоритовые интрузии раннего архея внедрялись в анортозит — базальтовую кору того времени. Все породы гнейсовых поясов часто объединяются под названием «серые гнейсы».

Параллельно гнейсовым поясам в южной части Канадского щита протягиваются зеленокаменные пояса, сложенные комплексами вулканогенно-осадочных пород и разнообразными интрузивными образованиями. В той части щита, в которой проходила поле-

вая конференция, выделяются три таких пояса. С севера на юг — это пояса Учи (Uchi), Вабигун (Wabigoon) и Шебандован или Вава (Schebadowan; Wawa). Как уже отмечалось, от соседних гнейсовых поясов они отделены зонами разломов. Наиболее крупная из таких зон протягивается вдоль южной границы пояса Кветико в районе оз. Рейни. Здесь распространены катаклазиты по тоналитам и породам зеленокаменных формаций. Однако эти разломы, по-видимому, не были конседиментационными, а образовались позже, так как в ряде мест сохранились первичные соотношения пород зеленокаменных поясов с более древними образованиями комплекса «серых гнейсов».

В ряде мест южной части щита имеются в основании зеленокаменных толщ конгломераты. Это, как правило, зеленоватые породы, видимо, с туфогенным цементом, в который погружены гальки тоналитов, диоритов, амфиболитов и анортозитов (р-н оз. Рейни). Местами гальки вытянуты вдоль сланцеватости, но в ряде случаев сохраняются их первичные формы, вплоть до угловатых, слабоокатанных валунов.

Ряд канадских геологов (А. Goodwin, С.-L. Chou и др.) считают, что местами существуют постепенные переходы от толщи парагнейсов к породам зеленокаменных поясов. Однако во время экскурсии таких четких соотношений показано не было. В ряде мест в зонах контактов наблюдаются высокометаморфизованные (до амфиболитовой фации) породы зеленокаменных поясов. В этих случаях их действительно сложно отличить от подстилающих парагнейсов.

Разрез зеленокаменных поясов несколько различается в разных зонах, но в целом он следующий.

1. В основании залегают лавы (базальты, андезиты-базальты, андезиты), переслаивающиеся с туфогенными породами. В районе оз. Старджеон их мощность оценивается в 13 000 м. Здесь же содержатся отдельные горизонты дацитов и риолитов. В районе оз. Вермилион, в северной части Миннесоты здесь встречены отдельные покровы коматитового состава и мощные дифференцированные силлы.

2. Выше распространены железорудная и обломочная граувакковая формации. Мощности их непостоянны.

3. Верхняя часть раздела сложена преимущественно вулканическими породами среднего и кислого состава (андезиты, дациты, риолиты, туфы, лавы и туфоагломераты). Радиологический возраст этих комплексов, полученный различными методами, равен 2,8—2,7 млрд. лет.

Наиболее удивительная черта этих образований — их исключительно слабый метаморфизм, не превышающий во многих местах фации зеленых сланцев. В породах прекрасно сохранились первичные структуры — шаровые отдельности в лавах, градиционная и косая слоистость в осадочных пачках и др. Лишь местами метаморфизм пород зеленокаменных поясов повышается до уровня амфиболитовой фации, и в этом случае в породах исчезают первичные структуры и текстуры.

Породы зеленокаменных поясов прорваны сложным комплексом гранитоидов, варьирующим по составу от тоналитов и гранодиоритов до монцодиоритов и монцонитов. Эти образования слагают типичные гранито-гнейсовые купола. Относительно генезиса этих образований нет единой точки зрения. Одни геологи считают их самостоятельными более молодыми интрузиями, возраст которых равен 2,6—2,5 млрд. лет. Другие предполагают, что это ремобилизованный более древний тоналитовый фундамент. Не исключено, что здесь распространены древние и более молодые интрузивные комплексы, так как среди них наряду с типичными гранито-гнейсами в ядрах куполов имеются и нормальные интрузивные породы.

В результате роста гранито-гнейсовых куполов породы зеленокаменных поясов сохранились в отдельных межкупольных пространствах в виде узких сжатых моноклиналей и складок, изогнутых по простиранию. Это и создает тот сложный рисунок распространения зеленокаменных толщ, который наблюдается на всех детальнейших геологических картах.

Особенности петрохимии и геохимии толщ зеленокаменных поясов свидетельствуют о том, что здесь преимущественно распространены известково-щелочные дифференцированные вулканические серии, геохимически несколько отличные от аналогичных образований современных островных дуг.

Видимо, длительный известково-щелочной магматизм (включая и тоналит-трондьмитовые интрузии) характерен для ряда районов развития раннего архея, и выявление его специфики и причин столь широкого распространения — одна из насущных задач геологии и геохимии архея.

Следует отметить очень хорошую организацию полевой конференции, чему способствовала большая работа, проделанная проф. Э. Гудвином и его коллегами из Торонтского университета, геологами геологических служб Канады и штата Миннесоты и проф. Г. Хенсоном, Нью-Йоркский университет, США.

М. С. Марков, Н. П. Щербак

Редакционная коллегия

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

Адрес редакции

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

Технический редактор *Е. А. Проценко*

Сдано в набор 07.03.79 Подписано к печати 10.05.79 Т-08742 Формат бумаги 70×108^{1/16}
Высокая печать Усл. печ. л. 11,2 Уч.-изд. л. 12,1 Бум. л. 4,0 Тираж 2010 экз. Зак. 4505

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

Е 113
ПЕСОЧНЫЙ ПЕР 3-42
МАКАРЧЕВУ Г И
70228

Цена 1 р. 20 к.
Индекс 70228

В МАГАЗИНАХ «АКАДЕМКНИГА»

имеются в продаже:

- ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ.** 1975. 94 с. 73 к.
МЕЗОЗОЙСКАЯ И КАЙНОЗОЙСКАЯ ТЕКТОНИКА И МАГМАТИЗМ МОНГОЛИИ. Труды совместной Советско-Монгольской научно-исследовательской геологической экспедиции. Вып. 11. 1975. 308 с. 3 р. 55 к.
Недумов И. Б. МАГМАТИЗМ И ПЕГМАТИТООБРАЗОВАНИЕ. Исследования геологических систем различных порядков. 1975. 234 с. 2 р. 25 к.
ПРОБЛЕМЫ МАГМАТИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ. 1974. 202 с. 1 р. 04 к.
СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ В ЗОНЕ ПЕРЕХОДА ОТ АЗИАТСКОГО КОНТИНЕНТА К ТИХОМУ ОКЕАНУ. 1976. 368 с. 3 р. 99 к.
СТРУКТУРНЫЙ КОНТРОЛЬ ПРОЯВЛЕНИЙ КИМБЕРЛИТОВОГО МАГМАТИЗМА НА СЕВЕРО-ВОСТОКЕ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ. 1974. 96 с. 98 к.
Суворов А. А. ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ ЮЖНО-ОХОТСКОГО СЕКТОРА ПО СЕЙСМИЧЕСКИМ ДАННЫМ. 1975. 102 с. 92 к.
ТЕКТОНИКА И НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ СЕВЕРО-ЗАПАДА СРЕДНЕ-АЗИАТСКОЙ ПЛАТФОРМЫ [Туранская плита]. 1976. 92 с. 73 к.
ТЕКТОНИКА МОНГОЛЬСКОЙ НАРОДНОЙ РЕСПУБЛИКИ. Труды совместной Советско-Монгольской научно-исследовательской геологической экспедиции. Вып. 9. 1974. 284 с. 3 р. 41 к.
ТЕКТОНИКА СИБИРИ. Т. 7. Тектоника Забайкалья и некоторые общие вопросы геологических структур. 1976. 264 с. 2 р. 94 к.
ТЕКТОНИКА ЯКУТИИ. 1975. 196 с. 1 р. 73 к.

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

480091 Алма-Ата, 91, ул. Фурманова, 91/97; 370005 Баку, 5, ул. Джапаридзе, 13; 734001 Душанбе, проспект Ленина, 95; 252030 Киев, ул. Пирогова, 4; 443002 Куйбышев, проспект Ленина, 2; 197110 Ленинград, П-110, Петрозаводская ул., 7; 220012 Минск, Ленинский проспект, 72; 117192 Москва, В-192, Мичуринский проспект, 12; 630090 Новосибирск, 90, Морской проспект, 22; 620151 Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137; 700187 Ташкент, ул. Дружбы народов, 6; 450059 Уфа, 59, ул. Р. Зорге, 10; 720001 Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42; 310003 Харьков, Уфимский пер., 4/6.



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»