

В. Шустер

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ТЕОТЕКТОНИКА

6

ИЗДАТЕЛЬСТВО НАУКА · МОСКВА · 1969

ГЕОТЕКТОНИКА

ЖУРНАЛ ОСНОВАН В 1965 ГОДУ

ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД

НОЯБРЬ — ДЕКАБРЬ

МОСКВА

№ 6, 1969 г.

СОДЕРЖАНИЕ

В. Д. Наливкин, К. К. Гостинцев, В. А. Гроссгейм. О типах крупных платформенных структур США	3
Г. П. Горшков, Н. В. Шебалин, Г. А. Шенкарева, Ю. К. Шукин. К энергетической характеристике глубинных зон сейсмической активности	16
Ю. В. Миллер. О конседиментационных структурах в верхнем докембрии Восточного Саяна	23
Ю. Г. Леонов. Ранне- и среднеюрские фазы поднятия и складкообразования Большого Кавказа	31
А. Ф. Семенцов, М. М. Фартуков. О сдвиговой природе Қарашор-Донгузсыртской зоны разлома в Туркмении	39
В. Н. Крымус, В. И. Лыков. Характер сочленения эпигерцинской платформы и альпийского складчатого пояса на юге Туркмении	52
Т. В. Молчанова. Зоны глыбовых резонансно-тектонических структур периферии Тихоокеанского пояса	63
И. А. Одесский, А. И. Айнемер. Гармонический анализ осадочных толщ с целью выявления периодичности осадконакопления	77
В. И. Бабак. Новейшая структура Казахского щита	86

Краткие сообщения

В. П. Трифонов, Н. П. Влох, А. Л. Алейников, О. В. Белавин, А. В. Зубков, Л. И. Овчинникова. Неотектоника Урала и ее соотношение с геофизическими аномалиями	100
В. М. Тимачев. Тектоника юго-восточного окончания Патомской складчатой зоны	103

Критика и дискуссии

Б. Н. Красильников. О некоторых спорных вопросах геологии Саяно-Алтайской области (О критических замечаниях В. П. Нехорошева по поводу работы Б. Н. Красильникова «Доорогенное развитие структуры Саяно-Алтайской области и сопровождающие его глубинные процессы». Издательство «Наука», 1966)	109
---	-----

Хроника

Н. А. Беляевский. О связи геологических структур с глубинными явлениями	114
Годовой указатель	118

GEOTECTONICS

NOVEMBER — DECEMBER

MOSCOW

№ 6, 1969

CONTENTS

V. D. Nalivkin, K. K. Gostintsev, V. A. Grossheim. On the types of large platform structures of the USA	3
G. P. Gorshkov, N. V. Shebalin, G. A. Shenkareva, Yu. K. Shchukin. On the energetic characteristic of deep-seated zones of seismic activity	16
Yu. V. Miller. On the consedimentational structures in the Upper Precambrian of the East Sayan	23
Yu. G. Leonov. The Early and Middle Jurassic phases of the uplifting and folding of the Greater Caucasus	31
A. F. Sementsov, M. V. Fartukov. On the strike-slip nature of the Karashor-Don-guzsyr fault zone in Turkmenia	39
V. N. Krymus, V. I. Lykov. The character of conjugation of the Epihercynic platform and Alpine folded belt in the south of Turkmenia	52
T. V. Molchanova. The zones of block resonance structures on the periphery of the Circumpacific belt	63
I. A. Odessky, A. I. Aynemer. An harmonic analysis of sedimentary strata for the purpose of elucidating the sedimentation periodicity	77
V. I. Babak. The neostructure of the Kazakh shield	86

Short communications

V. P. Trifonov, N. P. Vlokh, A. L. Aleynikov, O. V. Bellavin, A. V. Zubkov, L. I. Ovchinnikova. The neotectonics of the Urals and its relation to geophysical anomalies	100
V. M. Timachev. The tectonics of the south-eastern termination of the Patom folded zone	103

Discussion

B. N. Krasilnikov. On some disputable geological problems of the Sayan-Altai region (On the V. P. Nekhoroshev's criticism apropos the work by B. N. Krasilnikov «Preorogenic evolution of the structure of the Sayan-Altai region and the accompanying deep-seated processes», Ed. «Nauka», 1966)	109
--	-----

Chronicle

N. A. Beliayevsky. On the connection of geological structures with deep-seated phenomena	114
Annual Index	118

УДК 551.24(73+47+57)

В. Д. НАЛИВКИН, К. К. ГОСТИНЦЕВ, В. А. ГРОССГЕЙМ

О ТИПАХ КРУПНЫХ ПЛАТФОРМЕННЫХ СТРУКТУР США

На основании тектонической карты США масштаба 1:2 500 000, изданной в 1963 г., авторы составили тектоническую схему платформенной части США. Привлекались также многочисленные материалы, опубликованные Американской ассоциацией геологов-нефтяников, Геологическими службами различных штатов и другими геологическими организациями США.

На территории этой страны выделяется пять различных в тектоническом отношении областей. Это — южная часть древнего Канадского щита; эпипротерозойская Северо-Американская плита; герцинская складчатая область, представляющая собой в настоящее время молодую эпигерцинскую платформу и включающая Аппалачи, горы Уачита, Маратон и Мексиканский залив; область эпиплатформенного орогенеза Скалистых гор и мезокайнозойская геосинклиальная система Кордильер. Последняя в статье не рассматривается. В пределах древней Северо-Американской платформы и расположенной к юго-востоку от нее эпигерцинской платформы выделены собственно платформенные структуры соответственно с решением Совещания по классификации платформенных структур при ВНИГРИ в 1963 г. Однако эта классификация не применима для эпиплатформенного орогена Скалистых гор. Этот ороген возник в результате тектонической активизации юго-западной части Северо-Американской платформы в ларамийский орогенез. Характерными структурами для него являются хребты, межгорные прогибы и впадины, а также комбинации их. В связи с тем, что классификация орогенных структур еще не разработана и единая терминология для них отсутствует, авторы привяли уже существующие термины: «хребты», «межгорные впадины» и «прогибы», а также термины, употребляемые для платформенных структур с дополнительными словами «орогенный» и «межгорный». Здесь к крупнейшим структурам отнесены орогенные гряды, системы хребтов, межгорные синеклизы, межгорные желоба и системы межгорных прогибов; к крупным структурам — орогенные своды, хребты или орогенные мегавалы, межгорные впадины, межгорные прогибы и к средним структурам — орогенные куполовидные поднятия, орогенные валы, межгорные котловины, межгорные депрессии.

Характеристика типов структур платформенной части США дается в сопоставлении с платформенными и орогенными структурами, известными в СССР. Такое рассмотрение типов структур США и СССР позволит проводить уверенные аналогии, а при большей разбуренности большинства нефтегазоносных областей в США облегчит оценку перспектив крупнейших структур в СССР.

Выделение различных типов структур для платформенной части территории США необходимо для сопоставления их со структурами других платформ, и в частности известных в СССР. Важно оно и для сравнительной оценки особенностей строения нефтегазоносных бассейнов. В настоящее время единая схема классификации платформенных структур США еще не разработана. Задача еще осложняется отсутствием в США единой и определенной системы наименования структур. Однотипные структуры зачастую носят разные названия. Например, на тектонической карте США (1963) своды именуются «arch» и «uplift», а иногда и «dome» (купол), если они небольших размеров. Незамкнутые своды также называются «arch», но незамкнутые впадины нередко носят название «embayment» (погружение, залив). Крупные валы (мегавалы) называются так же как и своды. Седловины в большинстве

случаев именуется «arch», но в некоторых случаях и «uplift». Лишь впадины всех типов называются «basin», а мелкие валы и депрессии «anticline» и «syncline». Помимо неоднозначности наименования в терминологию не введено различий для округлых и вытянутых структур, а также для структур различных размеров.

Эти обстоятельства заставили применить для территории США классификацию платформенных структур и терминологию, обычно используемые нефтяниками для платформенных областей СССР. Такой прием к тому же облегчает сопоставление структур США со структурами, выделяемыми в СССР.

На основании тектонической карты США (Tectonic map..., 1963), представляющей собой по существу структурную карту, нами составлена тектоническая схема платформенной части США (рисунок). При ее составлении были учтены также многочисленные материалы, опубликованные Американской ассоциацией геологов-нефтяников, Геологическими службами различных штатов и другими геологическими организациями этой страны.

На территории США выделяется пять различных в тектоническом отношении областей. На севере в ее пределы входит край Канадского щита. Южнее его располагается древняя эпипротерозойская плита с осадочным чехлом преимущественно палеозойского возраста. С востока и юга эта плита окаймляется герцинской складчатой областью, включающей Аппалачи, Мексиканский залив, горы Уачита и Маратон. В настоящее время она представляет собой молодую эпигерцинскую платформу. С запада к древней плите примыкает область эпиплатформенного орогена Скалистых гор, развившегося в конце мезозоя на этой же плите. Наконец, еще далее к западу находится мезо-кайнозойская геосинклинальная система Кордильер. Рассмотрение последней не входит в задачу настоящей статьи.

Граница древней плиты и Канадского щита проведена согласно представлениям американских геологов, по границе распространения осадочного чехла, хотя с тектонических позиций это не совсем точно. Граница с эпигерцинской плитой принята та же, что и на тектонической карте США. Она проходит непосредственно к западу от зоны полной складчатости и надвигов. Ее положение между горами Уачита и Аппалачами является спорным. На юго-западе эта граница проходит севернее складчатой системы Уачита и Маратон. Граница древней плиты с эпиплатформенным орогеном Скалистых гор проведена вдоль крупнейшего разлома, проходящего между передовыми хребтами Скалистых гор и впадинами Паудер Ривер и Денвер. Последние, хотя генетически и связаны с орогеном, включены в состав плиты. И, наконец, граница орогена и складчатой системы Кордильер проходит по крупнейшему тектоническому шву, сопровождаемому системой надвигов и интрузиями кислого и основного состава.

Основой для выделения типов платформенных структур послужили решения Совещания по классификации платформенных структур при ВНИГРИ в 1963 г. (Наливкин, 1963; Наливкин и др., 1965; Решение..., 1963). На карте (рисунок) для замкнутых структур применены термины, перечисленные в табл. 1. Для незамкнутых структур ко всем тер-

Т а б л и ц а 1

Удлинение	Размер					
	Крупнейшие		Крупные		Средние	
	Положительные	Отрицательные	Положительные	Отрицательные	Положительные	Отрицательные
Округлые	Антеклизы	Синеклизы	Своды	Впадины	Куполовидные поднятия	Котловины
Вытянутые	Гряды	Желоба	Мегавалы	Прогибы	Валы	Депрессии

минам, указанным в таблице, добавляется приставка «полу» (полусинеклизы, полумегавал, полудепрессия и т. д.). Структуры, возникшие при сочленении крупных и крупнейших структур одного знака названы седловинами, а средних — перемычками. Однако их нельзя считать самостоятельными структурами.

В пределах эпигерцинской плиты количество структур, выделенных на карте, сравнительно невелико и они в общем подходят под эту классификацию.

Структуры же эпиплатформенного орогена Скалистых гор по своему типу значительно отличаются от платформенных структур, и приведенная выше классификация для них неприемлема. Характерным для орогенных структур является наличие длинных хребтов, разделяющих узкие или изометрические межгорные прогибы или впадины. Нередко хребты объединяются в более крупные структуры — системы хребтов. В тех случаях, когда в этих системах отдельные хребты сливаются, об-

Рис. Тектоническая схема платформенной части США (составили В. Д. Наливкин и К. К. Гостинцев при участии В. А. Гроссгейма на основе Tectonic map of the United States, 1963 и по материалам Amer. Assoc. Petrol. geologist и других Геологических организаций США)

Северо-Американская плита: 1 — антеклизы, гряды, полуантеклизы; 2 — синеклизы, желоба, полусинеклизы; 3 — своды, мегавалы; 4 — впадины, прогибы. Эпигерцинская плита: 5 — антеклизы, полуантеклизы; 6 — полусинеклизы, желоба, моноклиналы; 7 — своды, полусводы; 8 — впадины, полувпадины. Эпиплатформенный ороген Скалистых гор: 9 — системы хребтов, орогенные гряды; 10 — системы межгорных прогибов, межгорные желоба, межгорные синеклизы; 11 — орогенные своды, хребты (орогенные мегавалы); 12 — межгорные впадины, межгорные прогибы. Средние структуры на плитах и в орогене Скалистых гор: 13 — куполовидные поднятия, валы; 14 — котловины, депрессии; 15 — предгорные прогибы и впадины, связанные с орогенем Скалистых гор; 16 — передовые прогибы, связанные с эпигеосинклинальными орогенами; 17 — обнаженные складчатые области и их границы; 18 — районы сплошного развития вулканических пород; 19 — граница между древней (эпипротерозойской) и молодой (эпигерцинской) плитами; 20 — граница между древней плитой и орогенем Скалистых гор; 21 — граница Канадского щита с Северо-Американской плитой, Нарушения; 22 — сбросы, взбросы, прослеженные в поверхностных слоях (штрихи показывают опущенное крыло) 23 — то же, но погребенные; 24 — надвиги, закрытые (а) и не закрытые (б) поверхностными слоями; 25 — граница складчатой области прогиба; 26 — части передовых прогибов, погребенные под меловыми отложениями.

Примечание: контуры погребенных частей крупнейших и крупных структур даны пунктирными линиями.

Структуры, указанные на карте цифрами. На территории плит: I — вал; 2 — антиклинальная зона Хауэлл; 3 — вал Минерал Поинт; 4 — вал Микерс Гроув; 5 — вал Саванна; 6 — вал Эштон; 7 — депрессия Ривер Фалс; 8 — котловина Манкато; 9 — вал Питсфилд; 10 — вал Линкольн; 11 — вал Дикаторвилл; 12 — купол Уайт; 13 — куполовидное поднятие Сенека; 14, 15, 16 — куполовидные поднятия; 17 — вал Салем Лауден; 18 — полувал Клей Сити; 19 — приразломный вал Раф Крик; 20 — приразломная полудепрессия Мурмен; 21 — куполовидное поднятие Джексон; 22 — полувпадина Северной Луизианы; 23 — полусвод Монро; 24 — котловина Тейлор; 25 — полукуполовидное поднятие Эдвардс; 26 — полусвод Пекос; 27 — вал Гвадалуп; 28 — мульда Солт; 29 — мегавал Диабл; 30 — куполовидное поднятие Хьюго; 31 — куполовидное поднятие; 32 — впадины Тукумкери; 38 — полусвод; 34 — вал; 35 — вали; 36 — полувалы; 37 — вал; 38 — впадина Делхарт; 39 — полумегавал Эпишера; 40 — мегавал Амарилло; 41 — мегавал Вичита; 42 — вал Монстер; 43 — депрессия Мариетта; 44 — вал Крайнер; 45 — депрессия Адмор; 46 — поднятие Арбокл; 47 — поднятие Хантон; 48 — купол Кейс; 49 — полувал Эбелин; 50 — вал; 51 — куполовидное поднятие; 52 — вал Сидар Крик; 53 — полувал Нессон; 54 — полудепрессия Уайт Изерт; 55 — полудепрессия Офейм; 56 — куполовидное поднятие Боудайн; 57 — полукотловина Ходжленд; 58 — куполовидное поднятие Бирпоу; 59 — куполовидное поднятие Кевин Санберст; 60 — полувал Саут; 61 — куполовидное поднятие Литл Белт; 62 — мегавал Биг Сноу — Поркьюпаин; 63 — куполовидное поднятие Бит Сноу; 64 — куполовидное поднятие Поркьюпаин; 65 — полудепрессия Суматра; 66 — вал Кат Крик; 67 — полукуполовидное поднятие Пратт; 68 — поднятие Маратон; 69 — поднятие Девилс Ривер; 70 — полудепрессия Керр; 71 — полудепрессия Игл Пасс; 72 — вал Читинг; 73 — полудепрессия Завала; 74 — вал Ред Ривер; 75 — вал Электра; 76 — валы Матадор; 77, 78 — вали; 79 — полувал; 80 — полудепрессия Канон Сити. На территории эпиплатформенного орогена Скалистых гор: I — межгорная впадина Биг Хорн; II — хребет Биг Хорн; III — хребет Биэртус; IV — седловина Каспер; V — седловина Оул Крик; VI — межгорная впадина Уинд Ривер; VII — хребет Уинд Ривер; VIII — орогенный купол Свйт Уотер; IX — хребет Ларами; X — прогиб Карбон-Ларами; XI — межгорная впадина Грит Дивайд; XII — межгорная впадина Грин Ривер; XIII — межгорная впадина Уэшки-Санд Уэш; XIV — орогенный свод Рок Спрингс; XV — хребет Медисин Боу; XVI — хребет Сиерра Мадре; XVII — хребет Уинта; XVIII — межгорная впадина Уинта; XIX — межгорная впадина Пайсинс; XX — седловина Сидар Крик; XXI — орогенное поднятие Уайт Ривер; XXII — хребет Суэтч; XXIII — хребет Фронт Рэндж; XXIV — межгорный прогиб Норт Парк; XXV — межгорный прогиб Саут Парк; XXVI — хребет Поперечный; XXVII — орогенный мегавал Анкомпагр; XXVIII — межгорный прогиб Сан Люис; XXIX — хребет Сангре де Кристо; XXX — хребет Уэт Маунтин; XXXI — хребет Сандия; XXXII — хребет Сан Андрес; XXXIII — межгорный прогиб Рио Гранде; XXXIV — мегавал Моньюмент; XXXV — мегавал Дфайнс; XXXVI — орогенный свод Зуни; XXXVII — орогенный свод Кейбаб; XXXVIII — впадина Блек Меза-Кейперуитс; XXXIX — погребенная впадина Парадокс; XL — мегавал Сан Рафаэль-Клир Сайкл; XLI — куполовидное поднятие Сан Рафаэль; XLII — полувал Клир Сайкл; XLIII — депрессия Генри Маунтс; XLIV — вал Солт Велли; XLV — полудепрессия; XLVI — депрессия Лисбон; XLVII — депрессия Бландинг; XLVIII — куполовидное поднятие Абаджо; XLIX — орогенное куполовидное поднятие Сан Хуан; L — межгорная котловина Чамо; LI — орогенный вал Арчалетта; LII — орогенный мегавал Насименто; LIII — орогенный вал Магдолена; LIV — орогенный вал Каболло; LV — орогенное поднятие

разуя крупнейшую монолитную систему, такие структуры названы орогенными грядями. Последние являются более узкими, высокими и нарушенными разрывами, чем гряды на платформах. В Скалистых горах имеются обширные, изометричные зоны погружения, объединяющие несколько впадин, хребтов или орогенных сводов. Их можно выделить как межгорные синеклизы. В восточной части орогена среди систем хребтов находятся такие же узкие отрицательные структуры, как правило, ограниченные разрывами. Они названы орогенными желобами. Средние по размерам структуры отличаются от платформенных лишь большей амплитудой. В отличие от платформенных структур орогенные имеют меньшую продолжительность роста. В настоящее время

Таблица 2

Удлинение	Размер					
	Крупнейшие		Крупные		Средние	
	Положительные	Отрицательные	Положительные	Отрицательные	Положительные	Отрицательные
Округлые	В Скалистых горах отсутствуют	Межгорные синеклизы	Орогенные своды	Межгорные впадины	Орогенные куполовидные поднятия	Межгорные котловины
Вытянутые	Орогенные гряды Системы хребтов	Межгорные желоба	Хребты (орогенные мегавалы)	Межгорные прогибы	Орогенные валы	Межгорные депрессии

классификация орогенных структур, основанная на анализе строения многих орогенов, еще не разработана и поэтому единая терминология для них отсутствует. Не желая вводить новых терминов, мы приняли уже существующие: «хребты», «межгорные впадины» и «прогибы», а также термины, употребляемые для платформенных структур, с дополнительными словами «орогенный» и «межгорный». Для замкнутых структур нами применены термины, указанные в табл. 2. Для незамкнутых использованы те же термины, но к существительному добавляется приставка «полу» (орогенный полусвод, орогенное полукуполовидное поднятие и т. д.).

Контуры структур проводились по структурным картам, и, в основном, по тектонической карте США (Tectonic map..., 1963). В тех случаях, когда структуры располагались на участках горизонтального залегания пород, границы проводились по последней замкнутой изогипсе. Если же структуры находились на обширных моноклиналях, то границы их проводились по заметным изгибам изогипс, оконтуривающим структуры, и соответственно пересекали изогипсы. Между смежными отрицательными и положительными структурами граница проводилась по середине разделяющего их склона. Если же на нем имелись разрывы или флексуры, то граница проводилась по ним.

Древняя эпипротерозойская плита. Фундамент плиты, так же как и Канадский щит, сложен глубокометаморфизованными кристаллическими породами архейского и протерозойского возраста, прошедшими геосинклинальную стадию развития (King, 1964; Муггау, 1961).

Рифейские платформенные или близкие к ним образования, в отличие от Восточно-Европейской платформы, имеют весьма ограниченное распространение. Они известны в желобе Верхнего озера, в районе южной половины гряды Блэк Хилл-Кембридж и в других местах.

В основании платформенного осадочного чехла почти повсеместно распространены нижнепалеозойские отложения (кембрий и ордовик). Венчается он мезо-кайнозойскими осадками, развитыми преимущест-

венно на западе и на юге плиты. В осадочном чехле известно семь региональных перерывов, разделяющих структурные подэтажи. Наиболее заметные перестройки структур фиксируются в пенсильванскую ($C_2 - C_3$) и пермскую эпохи и в мезозое.

Контуры структур проведены по тем горизонтам, по которым даны стратонизогипсы на Тектонической карте США (Tectonic map..., 1963), а именно: западная и юго-западная части плиты — по фундаменту, северо-западная — по мелу, северная и центральная — по ордовику и на больших участках по кембрию и нижнему девону. Таким образом, для подавляющей части плиты контуры проведены или по фундаменту или по горизонтам в нижней части чехла. Поэтому можно считать, что они запечатлели почти всю историю формирования структур.

Поверхность фундамента плиты погружается к югу от Канадского щита с глубиной +150 — +200 м и до —6600 м (впадина Анадарко) и —7500 м (впадина Делавер). Интенсивность тектонических движений также возрастает в этом направлении. На западе во впадинах орогена Скалистых гор (Паудер Ривер и Денвер) глубина фундамента не превышает —2500 — —4000 м. При рассмотрении Тектонической карты США можно заметить, что синеклизы во многих случаях имеют правильные очертания и активно прогибались как единое целое. Антеклизы же часто представляют собой пространство, оставшееся между синеклизами. Они как бы являются остаточными структурами. Величина поднятия их меньше, чем величина погружения синеклизы. Хорошими примерами таких остаточных структур служит антеклиза Цинцинати, полуантеклиза Висконсин, возможно южная часть гряды Блэк Хилл-Кембридж. Однако ряд крупных положительных структур (Северо-западная часть гряды Блэк Хилл-Кембридж и своды Сиерра Гранде, Восточный Озарк, Ллано) и особенно положительные дизъюнктивные структуры активно поднимались.

В пределах древней плиты можно наметить несколько различных типов крупнейших и крупных структур. Прежде всего ясно выделяются две отчетливые, но пологие синеклизы, имеющие в плане форму почти правильного круга. Это синеклизы Мичиган и Виллистон, расположенные в северной части плиты. Глубина фундамента в них достигает 4 км. Подобные правильные синеклизы в СССР не известны. Возможно, аналоги их имеются на Африканской платформе. Процесс формирования их протекал спокойно. Они прогибались с начала палеозоя, с ускорением в силуре и девоне. Центр прогибания их почти не перемещался.

Совсем другую форму имеет Западная Внутренняя синеклиза, окружающие ее склоны и осложняющие ее крупные структуры (кроме дизъюнктивного мегавала Немаха). Очертания этих структур неправильные и расплывчатые, амплитуда прогибания незначительная (до 1,5 км, исключая впадину Анадарко). История ее формирования, а также осложняющих ее структур, была длительной и спокойной. В отличие от синеклиз Мичиган и Виллистон, здесь не было определенного, сконцентрированного центра прогибания. По-видимому, некоторые участки ее являются «пассивными», — остаточными, расположенными между активно растущими структурами.

Вдоль краев плиты протягиваются два пояса характерных асимметричных и удлиненных прогибов и впадин. Восточный объединяется в систему перикратонного опускания, обращенного в сторону герцинид — Аппалачей и системы Уачита — Маратон. Погружение это существовало уже в нижнем палеозое и тесно связано с прогибанием Аппалачской геосинклинали. Аналогом его можно считать восточный склон Русской плиты, примыкающий к Уральской геосинклинали. Края этих перикратонных опусканий (погружений) осложнены наложенными передовыми прогибами.

Западный пояс прогибов и впадин тесно связан с эпиплатформенным орогеном Скалистых гор.

Между поясами краевых впадин и прогибов и округлыми синеклизами и антеклизами внутренней части плиты находятся пологие, неправильные по очертаниям гряды. На востоке — это гряда Цинцинати, а на западе — сложная гряда, состоящая из мегавалов Суитграсс, Биг Сноу-Поркьюпайн, северо-западной части гряды Блэк Хилл-Кембридж (своды Блэк Хилл, Чадрон), седловины Лас-Анимас и северной части гряды Сиерра Гранде-Диабло. В отличие от гряды Цинцинати на севере и на юге она включает четкие, большеамплитудные структуры. Обе гряды являются древними — нижнепалеозойскими, но омоложение их внешних крыльев произошло в разное время. Восточное крыло гряды Цинцинати усиленно прогибалось в палеозое, когда формировались геосинклиналь, а затем ороген в Аппалачской геосинклинали, а западное крыло сборной гряды Суитграсс — Чадрон — Лас-Анимас — Сиерра Гранде — в конце мела-палеогена, когда воздымался ороген Скалистых гор.

В южной части плиты выделяются две довольно пологие, почти изометричные и моноклитные антеклизы — Озарк и Ллано-Бенд. На вершинах их обнажается кристаллический фундамент, и они осложнены пологими округлыми сводами. Амплитуды их соответственно равны 0,7 и 1,8 км. Южные и юго-западные склоны антеклиз, примыкающие к глубоким прогибам, являются крутыми. Формирование их как обособленных структур началось давно, но южные крылья в верхнем палеозое были перестроены. У антеклизы Ллано, кроме того, перестройку претерпели крылья, обращенные к Пермской синеклизе, которые были втянуты в погружение во время основного этапа формирования последней.

Примерно такой же тип имеет синеклиза Иллинойс, но она является значительно более крутой и глубокой. Амплитуда ее по фундаменту равна 4,5 км, что в 2—4 раза превышает амплитуду антеклиз. Такое соотношение еще раз подчеркивает ведущее значение отрицательных структур на древней плите. Южное крыло синеклизы Иллинойс значительно моложе остальных и сформировалось после палеозоя, но до мела, когда поднялась седловина Паскола. Ранее синеклиза имела продолжение к югу. Таким образом, она также принадлежит к перестроенным структурам, имеющим разновозрастные крылья (Slos, Dapples, Krumbein, 1960).

Наконец, новообразованными и в значительной части наложенными крупнейшими структурами является Пермская синеклиза, сформированная в значительной части в пермское время, и полусинеклиза Миссисипи, образовавшаяся в мезозое и скрывшая под собой седловину Паскола, восточное продолжение герцинид системы Уачита и сопровождающие ее передовые прогибы. Следует напомнить, что и краевые впадины и прогибы, образующие цепочку, окружающую древнюю плиту, в основном являются новообразованными, возникшими в значительной степени во время роста соседних горных областей.

Среди крупных структур выделяются округлые пологие своды, осложняющие антеклизы и гряды и отвечающие их наиболее приподнятым участкам. Амплитуда их колеблется от 200 до 450 м. Многие из них, по-видимому, испытывали активный рост. В пределах некоторых из них обнажается кристаллический фундамент. К ним относятся своды Восточный Озарк, Ллано, Адирондак, Нешвилл, Центральный Канзас и другие. По-видимому, близкими к ним являются впадины Делавер и Мидленд в Пермской синеклизе, Анадарко в Западной Внутренней синеклизе, Фаэрфильд в синеклизе Иллинойс и другие. Они отвечают наиболее прогнутым частям синеклиз, но в отличие от сводов обособляются четкими дизъюнктивными структурами.

К другой группе крупных структур можно отнести резкие округлые и вытянутые структуры, имеющие большую амплитуду (от 750 до

3750 м). К их числу принадлежат: Суитграсс, Биг-Сноу-Поркьюпайн, Блэк Хилл, Сиерра Гранде, Сакраменто. Все они тяготеют к орогену Скалистых гор, который несомненно повлиял на их характер.

Наконец, в особую четкую группу выделяются резкие дизъюнктивные мегавалы с амплитудой, изменяющейся от 300 до 900 м. К ним относятся мегавалы Ласаль, Немаха и Централ Бейсин. Для всех них характерна приуроченность к наиболее погруженным частям синеклиз. Они радиально секут синеклизы. Интересно отметить, что и в синеклизах Мичиган, Виллстон также имеются дизъюнктивные структуры, но меньших размеров — валы. Их положение также близко к радиальному. Обратное соотношение — присутствие грабенов на антеклизах и сводах встречается реже. Известен грабен на вершине свода Лпано и крупный грабенообразный желоб Верхнего озера на южном выступе Канадского щита. По-видимому, структуры, имеющие подобные соотношения, являются генетически связанными друг с другом. Вероятно, их совместное распространение обусловлено механизмом деформаций верхних частей земной коры и родственно рифтообразованию.

Из средних по размерам структур для древней Северо-Американской плиты, так же как и для Русской, более всего характерны линейные дизъюнктивные валы. В осадочном чехле разрывы нередко переходят во флексуры. Эти валы присутствуют во всех районах и на структурах различных типов, но чаще всего естественно тяготеют к системам разломов, секущим плиту в различных направлениях. Нередко валы сопровождаются сопряженными депрессиями, соприкасающимися с ними по флексурам. Гораздо реже встречаются куполовидные поднятия. Они обычно бывают приурочены к антеклизам.

На тектонической карте США отчетливо видно, что разрывы часто группируются в системы. В пределах последних разрывы располагаются примерно параллельно друг другу и кулисообразно заходят друг за друга. Всего можно наметить около 12 таких систем. Длина их колеблется от 100 до 1600 км и более, а ширина — от нескольких до 10—20 км, редко более. Системы разрывов распространены в различных районах древней плиты, но все же больше тяготеют к ее южной части. Они часто сопровождают дизъюнктивные мегавалы, но имеют большую протяженность, чем последние. В других случаях они ограничивают крупнейшие структуры. Например, с юга ими ограничивается синеклиза Иллинойс и антеклиза Озарк. Но известно немало систем, не имеющих видимой связи со структурами. К ним относится система Кентукки Ривер, секущая антеклизу Цинцинати, и система Сент Женеьев, пересекающая западный склон синеклизы Иллинойс. Наиболее крупная система связана с грядой Вичита — Амарилло. На запад она уходит в глубь орогена Скалистых гор, а на востоке, по-видимому, протягивается параллельно предполагаемой широтной границе герцинид.

К особому типу структур относится гряда Вичита — Амарилло. Н. С. Шатский (1945, 1946) сравнивал ее с Донецким бассейном, а ряд советских геологов считают ее авлакогеном. Однако, если принять взгляды В. Е. Хема, Р. Е. Дэниса и К. А. Мэррита (Ham, Denison, Merritt, 1964), то образованию этой гряды не предшествовал близкий ей по размеру прогиб, а даже, наоборот, в докембрии здесь предполагается существование горстообразного поднятия. В миссисипское и пенсильванское время прогиб был много шире, чем современная гряда. Остатком его является впадина Анадарко. Такие соотношения с прогибами также не свойственны авлакогенам. В пенсильванское время гряда испытала резкое воздымание и складчатость, а примыкающая с севера сопряженная впадина в это время прогибалась. Гряды Вичита — Амарилло трудно сопоставить с каким-либо определенным типом платформенных структур.

Структуры Севера Американской плиты по своему характеру близки структурам Русской плиты. Для Русской плиты также характерно общее погружение в сторону герцинского Урала, сопровождаемое увеличением амплитуды и интенсивности структур. Этот вывод должен основываться на сравнении одинаковых отрезков геологической истории. Поэтому для Русской плиты нужно рассматривать характер структурных поверхностей по низам нижнего палеозоя, а где он отсутствует — по основанию девонских отложений.

Для обеих плит характерно наличие систем разломов, число которых примерно одинаковое (около 12 для Северо-Американской и около 15 для Русской), и особенно дизъюнктивных валов. Последние внутри осадочного чехла представляют собой узкие длинные структуры, осложненные с одной стороны флексурой. Эти валы во многих случаях связаны с системами разломов. На эпигерцинских плитах подобные валы встречаются сравнительно редко.

На обеих плитах параллельно передовым и предгорным прогибам со стороны платформы протягиваются вытянутые, сравнительно пологие антеклизы и гряды. В США к ним относится антеклиза Цинцинати — на востоке и свод Чадрон вместе с седловиной Лас-Анимас — на западе. На Русской плите аналогом их является Пермско-Башкирский свод и его северное продолжение — Камский свод.

Интересным, но может быть случайным, является совпадение положения быстро погружавшихся в пермском периоде соленосных синеклиз — Прикаспийской в СССР и Пермской в США. Обе они находятся в углах плит, там, где окаймляющие герциниды образуют крутой изгиб к юго-востоку. Однако на Русской плите Прикаспийская синеклиза прогибалась значительно сильнее.

Из числа отличий в первую очередь следует отметить отсутствие на Северо-Американской плите достоверных авлакогенов. Крупные грабенообразные структуры в американской литературе не упоминаются. Устные распросы Ф. Кинга и М. Кея подтвердили их отсутствие. С большей долей сомнения, как уже упоминалось выше, к авлакогенам можно отнести желоб Верхнего озера и систему Вичита — Амарилло.

Другим отличием является отсутствие на Русской плите таких правильных, округлых синеклиз, как Мичиган и Виллстон. Возможно, причиной этому, так же как и наличие значительного числа авлакогенов, служит большая раздробленность крупными разрывами Русской плиты в рифейское время.

Молодая эпигерцинская платформа. С востока и юга к древней плите примыкают герцинские складчатые сооружения. Для них платформенный этап развития начался примерно с юрского времени. Фундамент, как это видно в Аппалачах, в поднятиях Уачита и Маратон, сложен палеозойскими складчатыми, местами метаморфизованными и прорванными интрузиями (в Аппалачах), образованиями. В пределах Мексиканского залива предполагается наличие участка более древней консолидации. На фундаменте залегают триасовые (местами совместно с верхнепермскими и нижнеюрскими) отложения. Степень деформации их промежуточная между фундаментом и платформенным чехлом. На восточном склоне Аппалачей они заполняют грабены, аналогичные по своему строению триасовым грабенам восточного склона Урала. Эти отложения относятся к промежуточному структурному этажу. Они были вскрыты и сверхглубокими скважинами на прибрежной равнине Мексиканского залива, где представлены красными породами. Платформенный чехол начинается в прогнутых участках с юрской системы и представлен преимущественно терригенными породами. В нем известен целый ряд перерывов. Контуры структур проведены по поверхности фундамента на Атлантическом побережье и во Флориде и по различным горизонтам мела и третичных отложений в пределах Мексиканского залива и его побережья.

Эпигерцинская плита подразделяется на три основных тектонических области: поднятие Аппалачских гор, моноклираль, отвечающую прибрежной равнине Атлантического океана, и огромное погружение Мексиканского залива.

Аппалачи, согласно Ф. Б. Кингу (1961) и А. Ирдли (1954), в конце мезозоя представляли собой слегка приподнятую равнину и несомненно входили в состав эпигерцинской платформы. Лишь в последующем они, по-видимому, испытали подобно Уралу слабое орогеническое поднятие. Высота гор здесь в настоящее время достигает 1,5—2 км, т. е. соизмерима с хребтами Урала.

Площадь, занимаемая Аппалачами, равна приблизительно 550 тыс. км², и по этому признаку их следует относить к группе крупнейших вытянутых структур, т. е. к грядам. Амплитуда поднятия, включая неотектонический этап (около 2 км) соизмерима с амплитудой интенсивных платформенных структур. Поэтому правильнее его считать платформенной структурой, а не орогенной. Размеры не позволяют относить его к щитам. Возможно, оно является аналогом «выступов» древних плит. Современный тектонический режим Аппалачей следует считать платформенным.

Располагающаяся восточнее Аппалачей моноклираль Атлантического побережья охватывает прибрежную равнину и шельф Атлантического океана. Судя по тектонической карте США, она имеет простое строение. В ее северной части выделяется два узких прогиба глубиной около 1—1,5 км и в южной слабо выраженный полусвод Кэп Фиа. Ширина моноклинали увеличивается к югу от 150 до 300 км и соответственно угол наклона уменьшается примерно от 1° до 30'. С востока она ограничена континентальным склоном. Вероятно, в будущем, когда моноклираль будет изучена более детально, строение ее окажется несколько более сложным.

Погружение Мексиканского залива по своей площади (≈ 2 млн. км²) превышает размеры синеклиз и соизмеримо с плитами. В его пределах выделяются крупнейшие структуры, как, например, желоб Галф Кост площадью в 320 тыс. км². В то же время погружение представляет собой обособленную отрицательную структуру, расположенную, по-видимому, в пределах единой плиты. Оно отделяется от моноклинали Атлантического побережья лишь антеклизой Пенинсулар. Таким образом, оно не подходит ни под определение плит, ни под определение синеклиз.

По своему характеру, глубине погружения и положению вблизи молодых геосинклиналей, погружение Мексиканского залива выделяется из обычных платформенных структур и больше приближается к Черноморскому или Южно-Каспийскому прогибам. Имеются черты сходства и с Прикаспийской синеклизой, что уже не раз отмечалось рядом исследователей. Меньше оно похоже на Западно-Сибирскую плиту, также развившуюся на гетерогенном эпигерцинском основании. Размеры их близки (2 и 3 млн. км²). Однако степень прогибания резко различна. Для Западно-Сибирской плиты она равна 3—6 км, а для погружения Мексиканского залива 10—18 км (Hardin, 1962; Murray, 1961). Интенсивность движения определяет многие особенности структур и является важнейшим показателем, который нельзя отбрасывать.

Северный склон Мексиканского погружения изучен детально и в его пределах выделено несколько крупных, преимущественно округлых структур, выраженных и в фундаменте. Из-за значительного наклона моноклинали, на которой они располагаются, своды остались незамкнутыми с севера, а впадины с юга.

Большой интерес представляет желоб Галф Кост, протягивающийся в широтном направлении на 1250 км и имеющий ширину 200—250 км. Глубина фундамента в его пределах достигает 18 км, и он глуб-

же на 10 км, чем поднятие, примыкающее к нему с юга и расположенное под водами Мексиканского залива (Миггау, 1961).

Очень характерным для северного борта погружения Мексиканского залива являются дугообразные системы разломов. Они параллельны этому борту и одновременно южной границе герцинид. Большинство сбросов имеют опущенные южные крылья. Однако системы Мексия — Талко, Южно-Аркианзаская и Пикенс — Джильбертаун представляют собой почти непрерывную полосу кулисообразно заходящих друг за друга грабенов. Более южные системы, располагающиеся вдоль морского побережья, имеют опущенные только южные крылья. В молодых слоях этим сбросам соответствуют флексуры.

Наконец, для рассматриваемого погружения характерны соляные купола. Они, как правило, приурочены к крупным отрицательным структурам (полувадина Восточного Тексаса, желоб Галф Кост и др.). Возраст соли еще не выяснен. Согласно одним исследователям, соли являются юрскими, а по другим — пермскими.

Пример Северо-Американской платформы показывает, что характер крупнейших структур древней и молодой плит различен. На молодой они более вытянуты, и здесь большую роль играют моноклинали. Примерно те же отличия имеют крупнейшие структуры на эпигерцинских плитах СССР. Число детально изученных структур на эпигерцинской плите США сравнительно невелико, и поэтому типизацию их провести трудно.

Эпиплатформенный ороген Скалистых гор. Ороген возник на западном крае древней платформы с протерозойским кристаллическим фундаментом. Палеозойские отложения в его пределах аналогичны развитым восточнее на Северо-Американской древней плите. Внутрь орогена, как считают американские геологи (Ирдли, 1954; Кинг, 1961; Кей, 1955; Geol. history...) продолжают палеозойские структуры со стороны платформы. Примером их служит система Вичита — Амарилло. Орогенез начался в позднем мелу (ларамийский тектогенез), достиг максимума в конце мела и в палеоцене и в ослабленном виде продолжается до настоящего времени. Высота хребтов обычно бывает равной 3—3,5 км с отдельными вершинами, достигающими 4,0—4,3 км. Отметки равнин, расположенных между хребтами, обычно равны 1,5 км. Ороген Скалистых гор лишь немного ниже орогена Тянь-Шаня, где высота хребтов обычно равна 4 км с вершинами, уходящими выше отметки 5 км и высотой днищ межгорных впадин от 0,5 до 1 км и реже до 2 км. Площадь, занимаемая орогеном, равна 800 тыс. км², длина его превышает 1600 км, ширина в средней части равна 500—700 км.

С востока, со стороны платформы, ороген окаймляется серией сопряженных с ним прогибов, являющихся как бы компенсационными по отношению к поднятию. Наиболее крупные и глубокие прогибы располагаются против наиболее приподнятых частей орогена. В число их входит прогиб Рэтон, впадины Денвер, Паудер Ривер и другие. Ороген отделяется от этих впадин крупнейшей системой кулисообразно расположенных разломов, амплитуда смещения поверхности кристаллического фундамента по которым местами равна 7 км. При этом ороген в целом испытал поднятие более чем на 4 км, а примыкающие к нему прогибы — погружение до 2 км. Разломы сопровождаются небольшими интрузиями и дайками кислого состава.

С запада ороген также по системе глубинных разломов граничит со складчатой системой Кордильер. Амплитуда смещения по ним местами превышает 6 км. Разломы часто сопровождаются системой надвигов с горизонтальным перемещением более 5—6 км.

На карте контуры структур в пределах орогена показаны: для его южной половины по триасовым горизонтам и для северной — по меловым. Эти горизонты расположены или ниже орогенного комплекса

осадков, или в его основании. Следовательно, оконтуренные по ним структуры отражают всю сумму движений за орогенную стадию развития.

Среди структур орогена Скалистых гор в первую очередь выделяются узкие и высокие системы хребтов и гряды с амплитудой от 1000 до 4000 м и более, длиной 400—900 км и шириной 50—70 км, реже 100—150 км. В их пределах обычно обнажается кристаллический фундамент. Примерами их служат системы хребтов Сангре де-Кристо, Савач, Уэт Маунтин и др. Между ними располагаются такие же узкие и линейные межгорные желоба и система межгорных прогибов, как, например, желоба Рио Гранде—Сан Луис, Паркс и др. Вдоль границ систем хребтов, систем межгорных прогибов и желобов обычно проходят значительные разрывы, сопровождаемые надвигами, двигавшимися в сторону отрицательных структур. Последние выполнены кайнозойскими осадками, а на юге, в желобе Рио Гранде—Сан Луис, развиты только плиоценовые отложения. На северо-востоке орогена расположена монолитная зона поднятий (размером 100×950 км)—орогенная гряда Фронт Рендж—Биг Хорн. Гряда является унаследованной от каменноугольной структуры. Ее подъем происходил в основном по древним швам.

К другому типу структур можно отнести отдельные хребты, как, например, Оул Крик, Уинд Ривер, Уинта, Анкомпагр и сопряженные с ними межгорные впадины Биг Хорн, Уинд Ривер, Грин Ривер, Уинта и т. д. Те и другие граничат по крупным разрывам, переходящим в верхних слоях в надвиги, сопровождаемые зонами линейных складок. Размеры этих хребтов изменяются в длину от 150 до 600 км, в ширину от 50 до 150 км, и амплитуда их составляет от 1000 до 4000 м, редко более. Примыкающие к ним впадины являются более изометричными, их амплитуда по триасовым отложениям колеблется от 2200 до 4500 м, редко более. Глубина погружения фундамента в них от 6000 до 6000—7000 м и даже 10 000 м во впадине Уинта.

К третьему типу структур принадлежат сравнительно короткие (соотношение осей от 2,2 до 3,1), но высокие (амплитуда 0,7—1,5 км) орогенные своды. Они, как правило, вытянуты в направлении, близком к меридиональному. С восточной стороны своды ограничены обычно флексурами, что указывает на их дизъюнктивную природу и сближает с остальными типами положительных структур орогена. Эти своды являются активно поднимавшимися структурами. Между ними располагаются неправильные, слабо выраженные «остаточные впадины». Примерами их служат орогенные своды Рок Спрингс, Моньюмент, Дифайнс, Кейбаб и др., а впадинами Сан Хуан, Блэк Меза и др. Почти все эти структуры приурочены к сравнительно спокойной орогенной синеклизе Фокорнерс.

История формирования всех орогенных структур является примером одной и той же. Она заметно короче, чем история образования структур на древней плите. Структуры не перестраивались более молодыми движениями, но вместе с тем переработали и погребли под собой более древние палеозойские структуры. Примером последних может служить впадина Парадокс, расположенная в северо-восточной части синеклизы Фокорнерс. Впадина Парадокс заложилась в пенсильванское время (средний карбон). Для нее характерно наличие более чем двухкилометровой соленосной толщи. Выше залегают терригенные отложения с конгломератами. Снос происходил с древнего домезозойского поднятия, располагавшегося там, где сейчас находится хребет Анкомпагр. В триасе движения палеозойского плана прекратились. В настоящее время впадина Парадокс фиксируется наличием соляных антиклиналей. Очертания же самой впадины по мезозойским отложениям не видны, а в ее юго-западной части, в результате ларамийских движений (верхний мел) возник орогенный свод Моньюмент.

Как уже говорилось выше, величина поднятия орогена Скалистых гор лишь немного уступает поднятию орогена Тянь-Шаня. Она примерно равна поднятию Алтае-Саянского орогена, расположенного на северо-восточном продолжении Тянь-Шаньского орогена.

Общий рисунок хребтов и межгорных прогибов и впадин этих ороменов также имеет сходство. Западную зону линейных структур можно сопоставить с системой Алайского, Заалайского, Туркестанского, Зеравшанского хребтов и их западного продолжения. Северо-западная зона хребтов и изометричных впадин близка к северной и восточной частям Тянь-Шаня и, возможно, Алтае-Саянскому орогену, где между хребтами располагаются обширные впадины — Иссыккульская, Илийская, Алакольская, Зайсанская, Джунгарская, Тувинская, Убсунурская и др. (Тектоника Евразии, 1966).

Размеры хребтов и впадин также сходны. Длина хребтов во всех орогенах обычно меняется от 100 до 250 км. Средние размеры впадин орогена Скалистых гор равны 120×230 км при изменении ширины от 100 до 150 км и длины от 180 до 300 км. Средние размеры впадин Тянь-Шаньского и Алтае-Саянского ороменов почти такие же, в первом лишь немного более удлиненные (120×300 км, при изменении ширины от 70 до 200 и длины от 250 до 350 км). В подсчет не вошла Джунгарская впадина, по площади примерно равная всей юго-западной части орогена Скалистых гор, которая целиком также не учитывалась.

Наконец, оромены Скалистых гор и Тянь-Шаня расположены рядом с геосинклинальными областями, время инверсии которых совпадает со временем орогенических поднятий. Однако вряд ли можно, считать, что оромены на платформах представляют собой просто расширение процессов горообразования в пределы платформ. Об этом говорят следующие факты: в Скалистых горах начало роста орогена и максимум поднятия находится вдали от геосинклинали Кордильер; западный и восточный концы Тянь-Шаньского орогена удалены на значительное расстояние от альпийской геосинклинали; Алтае-Саянский ороген не соприкасается с одновременной ему геосинклиналью вовсе. Возможно, связь горообразования в геосинклиналях и на платформах существует, но она является более глубокой и сложной.

* * *

Выделенные типы структур, как на древней плите, так и в орогене Скалистых гор, в значительной степени зависят от интенсивности тектонических движений, продолжительности их формирования направленности движения всей территории — ее поднятия или погружения. От этого зависит степень удлиненности структур, нарушенность их разломами, ведущее значение положительных или отрицательных структур и, наконец, их монолитность или перестроенность последующими движениями.

Сравнительное рассмотрение типов структур США и СССР позволяет проводить уверенные аналогии, что при большей разбуренности большинства нефтегазоносных бассейнов США облегчает оценку перспектив крупнейших структур в СССР, в частности прогнозировать закономерности размещения зон выклинивания коллекторов нефти и газа.

Литература

- Ирдли А. Структурная геология Северной Америки. Изд-во иностр. лит., 1954.
Кинг Ф. Б. Геологическое развитие Северной Америки. Изд-во иностр. лит., 1961.
Кэй М. Геосинклинали Северной Америки. Изд-во иностр. лит., 1955.
Наливкин В. Д. Вопросы классификации структур. В кн. «Закономерности размещения месторождений нефти и газа Волго-Уральской области». Изд-во АН СССР, 1963.

- Наливкин В. Д., Дедеев В. А., Иванцова В. В., Кац З. Я., Кругликов Н. М., Лазарев В. С., Сверчков Г. П., Черников К. А., Шаблинская Н. В. Сравнительный анализ нефтегазоносности и тектоники Западно-Сибирской и Турано-Скифской плит. Изд-во «Недра», 1935.
- Решение совещания по классификации платформенных структур. Геология нефти и газа, № 11, 1963.
- Тектоника Евразии. (Объяснительная записка к тектонической карте Евразии). Изд-во «Наука», 1966.
- Хайн В. Е. Общая геотектоника. Изд-во «Недра», 1964.
- Шатский Н. С. Большой Донбасс и система Вичита. Сравнительная тектоника древних платформ. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 6, 1946.
- Шатский Н. С. Сравнительная тектоника Восточно-Европейской и Северо-Американской платформ. Изв. АН СССР. Сер. геол., 1945.
- Geological history of Rocky Mountain region. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, v. 49, No. 11, 1965.
- Hardin G. C. Notes of Genozoic sedimentation in the Gulf Coast geosyncline, U. S. A. In: «Geology of the Gulf Coast and Central Texas and guidebook of excursions». Houston geol. society. Houston, Texas, USA, 1962.
- King Ph. B. Tectonic map of North America. International geol. Congress Commission for the geol. map. of the world. XXII session, India, 1964. Washington, 1964, pp. 11—26.
- Murray G. E. Geology of the Atlantic and Gulf Coastal Province of North America. N. Y., 1961.
- Sloss L. L., Dapples E. C. Krumbein. Lithofacies maps. An Atlas of the United States and Southern Canada. New York.— London, 1960.
- Tectonic map of the United States, Scale 1 : 2500 000. United States Geol. Survey and the Amer. Assoc. of Petrol. Geologists, 1963.
- Ham W. E., Denison R. E., Merritt C. A. Basement rocks and structural evolution Southern Oklahoma. Oklahoma Geol. Survey, Bull. N 95, Norman, 1964.

Всесоюзный нефтяной научно-исследовательский геологоразведочный институт

Статья поступила
15 июля 1967 г.

УДК 550.34 + 551.24

Г. П. ГОРШКОВ, Н. В. ШЕБАЛИН, Г. А. ШЕНКАРЕВА,
Ю. К. ЩУКИНК ЭНЕРГЕТИЧЕСКОЙ ХАРАКТЕРИСТИКЕ ГЛУБИННЫХ ЗОН
СЕЙСМИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ

Предлагается удобная для тектонических сопоставлений мера пространственного распределения сейсмической активности — удельная сейсмическая мощность, определяемая как суммарная энергия землетрясений, отнесенная к единице объема активной зоны и единице времени. За единицу объема выбирается объем очага наибольшего землетрясения зоны. Распределение удельной сейсмической мощности для двух зон — Карпат и Гиндукуша — дается изолиниями на вертикальном разрезе через толщу активной зоны. Разрезы показывают закономерное изменение удельной сейсмической мощности по глубине и по горизонтали. Обсуждаются особенности конфигурации изолиний удельной сейсмической мощности в связи с особенностями тектонического строения и распределением упругих напряжений в коре и верхней мантии.

Многие исследователи на протяжении длительного времени пытались применить в своих построениях различные методы статистической обработки пространственного распределения сейсмичности. После метода элементарного подсчета числа (частоты) землетрясений за определенный промежуток времени, использованного еще Ф. Монтестью де Баллором (Motessus de Ballore, 1900), А. Зибергом (Sieberg, 1932), Х. Ренквистом (Renquist, 1928) и другими, наиболее объективной оценкой меры сейсмической активности стала энергетическая характеристика землетрясений. Величина энергии землетрясений, определяемая по магнитуде (Gutenberg, Richter, 1949), т. е. по амплитуде колебаний и зависимости амплитуд от расстояния, используется в новых способах оценки сейсмичности. Анализ этих способов приведен в известных работах М. Топерцера (1961), П. Аманда (1961), М. Бота (1961), Методы детального изучения... (1960), В. И. Бунэ (1967) и др. Были введены следующие меры оценки: сейсмическая активность, удельная сейсмичность (specific seismicity), тектоническое течение (tectonic flux) и т. п.

Например, согласно П. Аманду (1956), удельная сейсмичность S была определена как суммарная энергия, приведенная к единице времени на данной площади:

$$S = \frac{k}{AT} \iint_A E dAdT.$$

Здесь A — выбранная площадь, T — время наблюдения, k — постоянная, зависящая от используемых единиц измерения, E — суммарная сейсмическая энергия всех очагов землетрясений на данной площади и за данное время.

Впоследствии этот метод подсчета, так же как и графическое выражение сейсмической активности в изоэнергетических линиях, был использован различными исследователями при анализе сейсмичности всего земного шара (Hedervari, 1965) или отдельных сейсмически опасных

зон и областей. Здесь следует отметить карты и схемы удельной сейсмичности, составленные для территории Калифорнии (Ходжсон, 1966), Венгрии (Csotog, Kiss, 1962; Hedervari, 1965, 1966), Греции (Galapopoulos, 1963) и др. Для территории СССР такие расчеты удельной сейсмичности не проводились.

Все перечисленные способы количественной оценки сейсмичности сводились к изображению тех или иных данных в проекции на земную поверхность, что, естественно, затрудняло сопоставление их с глубинными тектоническими процессами. Немногие работы, учитывающие глубину очагов (Ritsema, 1954; Tamari, 1961), ограничивались рассмотрением числа сильных землетрясений, без учета их энергии.

В 1964 г. Г. П. Горшков предложил несколько иной метод оценки сейсмического режима территории: в отличие от удельной сейсмичности (по Аманду и др.) здесь суммарная сейсмическая энергия, отнесенная к единице времени, рассчитана на выбранный элементарный объем земной коры. В этом случае величина E_m была названа удельной сейсмической энергией, т. е. энергией, которая в среднем выделяется в элементарной единице объема земной коры ($см^3$) за 1 сек. за время наблюдений T . При таком способе подсчета E_m была построена Карта удельной сейсмической энергии для всей территории СССР (1965) и для сейсмоактивной области Карпато-Балкан (Щукин, 1965). Подробно методика расчета E_m изложена в работе Г. А. Шенкаревой (1966).

Карты удельной сейсмичности зарубежных сейсмологов, как и схемы советских авторов (Г. П. Горшков, Г. А. Шенкарева, Ю. К. Щукин) позволяют использовать их не только для выяснения особенностей сейсмического режима сейсмоактивных областей, но и для анализа сейсмогеологических условий этих территорий. На наш взгляд, величина E_m (отнесенная по способу Г. П. Горшкова к единице объема земной коры) приближает нас к расчету энергии землетрясений с учетом размера очаговой зоны, ответственной за возникновение землетрясений различной силы. В свою очередь это может дать объективную оценку энергии землетрясений с учетом сейсмогеологической обстановки в каждом конкретном случае.

Н. В. Шебалин (1968) предложил относить суммарную энергию землетрясений не к единице объема земной коры, но к «активному объему» сейсмической зоны, т. е. компактной области в недрах Земли (в определенном интервале глубин), вмещающей все очаги рассматриваемых землетрясений за определенное время:

$$\bar{\varepsilon} = \frac{\sum E_i}{V_e t},$$

где $\bar{\varepsilon}$ — удельная сейсмическая мощность активного объема, V_e , E_i — энергия отдельных землетрясений, t — время наблюдений (которое должно быть достаточно большим, строго говоря — не меньше среднего периода повторяемости сильнейших землетрясений для активного объема в целом). Для рассмотрения процесса выделения сейсмической энергии с глубиной им же рассмотрены графики зависимости $\bar{\varepsilon}$ от глубины очага. Такие графики дают представление об активности отдельных «этажей», но не могут характеризовать трехмерное распределение сейсмической активности (Шебалин, 1967).

В связи с этим возникла мысль рассмотреть поведение удельной сейсмической мощности в вертикальном разрезе земной коры. При этом основная методическая трудность заключается в выборе области отнесения сейсмической энергии. Хорошо известно (Методы детального изучения..., 1960), что прямое использование энергии ведет к тому, что картина оказывается зависящей почти исключительно от сильнейших землетрясений с присущей им большой дисперсией. Использование карт

плотностей эпицентров или активности, построенной по методу суммирования (Ризниченко, 1964), наоборот, приводит к преобладающему влиянию слабых землетрясений. По-видимому, рациональнее относить энергию отдельного землетрясения к объему его очага, принимая в первом приближении, что плотность энергии сейсмического очага не зависит от самой энергии. Таким образом, суммирование энергий сведется к суммированию объемов очагов землетрясений, а удельная мощность единицы объема будет зависеть от того, сколько раз в течение срока наблюдений данная единица объема участвует в процессе выделения сейсмической энергии.

В чистом виде подобная методика расчета достаточно громоздка, и в настоящей работе она была использована в более простой форме. Учитывая, что для более слабых землетрясений по отношению к сильнейшему выполняется закон повторяемости (Методы детального изучения..., 1960) и что эти землетрясения пространственно распределены во всем активном объеме зоны, мы относим энергию каждого землетрясения к стандартному объему, примерно равному объему очага сильнейшего землетрясения (по оценке Н. В. Шебалина) с центром этого объема, совпадающим с центром очага данного землетрясения. Это позволяет использовать описанную ранее методику (Шенкарева, 1966) с той разницей, что очаг землетрясения проектируется не на земную поверхность, а на плоскость вертикального разреза. Меньшая плотность энергии при более слабых землетрясениях при этом отчасти компенсируется их числом.

Следует учитывать, что некоторая неопределенность в соотношении M и E , как и возможные методические несовершенства, ведут к тому, что полученные результаты характеризуют скорее относительную активность различных участков, а не ее абсолютный уровень.

Изолинии удельной сейсмической энергии (точнее, мощности)

$$E_m(h, x) = \frac{\sum E_i}{V_0 t},$$

где E_i — энергия отдельных землетрясений, V_0 — объем очага сильнейшего землетрясения данной зоны, t — время наблюдений, были построены в разрезе для двух сейсмоактивных районов — Карпат и Средней Азии.

Разрез через Карпатскую сейсмическую область проведен в субширотном направлении от горы Чукаш на западе к г. Рымникул-Сарат (Румыния) и далее на восток. Ширина полосы, которая учитывалась при построении нашего разреза, соответствует 50 км и по существу захватывает почти целиком очаговую зону Вранча. Необходимые для расчетов параметры землетрясений (φ , λ , h , M) взяты из работ румынских сейсмологов (Петреску, Раду, 1962), которые тщательно обработали сейсмостатистический материал для Карпатского сейсмического района за 60 лет. Не для всех землетрясений за этот период имеются сведения о глубине очага, а потому не все очаги могли быть нанесены на разрез; тем не менее для землетрясений значительной силы, которые определяют сейсмический режим этой территории за последние 60 лет, такие сведения имеются.

Самым сильным за изученный период (62 года) было землетрясение 10.XI.1940 г., $M \approx 7\frac{1}{4}$, $E \approx 4 \cdot 10^{23}$ эрг (величина энергии каждого землетрясения определялась нами по его магнитуде с использованием зависимости $\lg E = 12 + 1,6 M$). Стандартный объем был выбран в виде прямоугольного параллелепипеда с размерами, в данном случае, $30 \times 30 \times 50$ км. За единицу измерения E_m условно принята величина 10^{-12} эрг/см³.сек.

Полученный результат представлен на рис. 1.

Прежде всего обращает на себя внимание то (хорошо известное) обстоятельство, что основная масса очагов землетрясений располагается на глубинах от 70 до 200 км, т. е. лежит в верхней мантии.

Далее разрез показывает, что значения E_m изменяются в пределах от 10^2 до 10^6 единиц. Видно, что поведение изолиний определяется не исключительно размещением сильнейших очагов — это подтверждает объективность избранной методики.

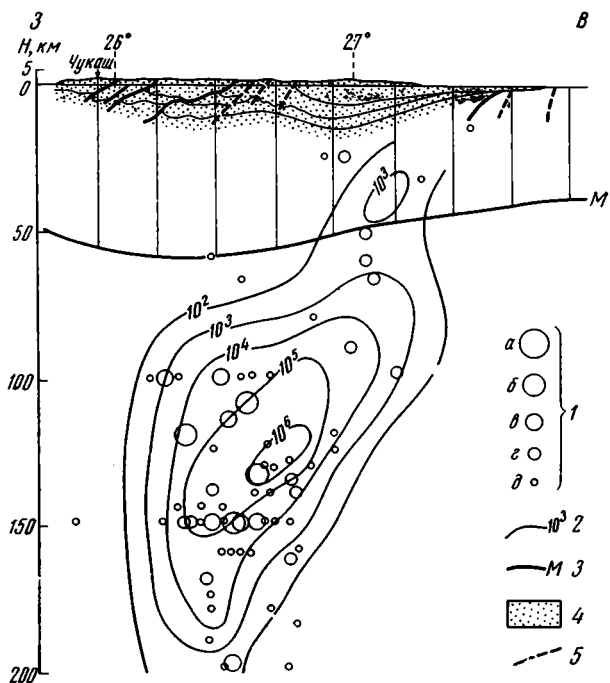


Рис. 1. Сейсмоэнергетический разрез зоны Карпатских землетрясений

1 — очаги землетрясений с подразделением по магнитуде: а — $M \geq 7\frac{1}{2}$; б — $6\frac{1}{2} \leq M < 7\frac{1}{2}$; в — $5\frac{1}{2} \leq M < 6\frac{1}{2}$; г — $4\frac{1}{2} \leq M < 5\frac{1}{2}$; д — $M < 4\frac{1}{2}$; 2 — изолинии удельной сейсмической мощности в 10^{-12} эрг/см² · сек; 3 — поверхность Мохоровичича; 4 — осадочные породы; 5 — разрывные нарушения

Отчетливо выявляется наклон фокальной зоны, протягивающейся от поверхности до глубины около 200 км в западном направлении, т. е. от платформы к складчатой зоне Карпат. Угол наклона — около 60° . На глубине 120—130 км отмечается концентрация E_m , т. е. именно здесь значение E_m достигает максимума и ширина фокальной зоны, определяемая по положению изолиний E_m , достигает также максимальных значений. Обращает на себя внимание факт падения фокальной зоны в сторону складчатой области Восточных Карпат, аналогия в ориентировке фокальной зоны и тектонических разрывов, характеризующих альпийскую структуру Карпат, и, наконец, совпадение, в плане, области максимальных значений E_m , области интенсивных дислокаций в осадочной толще и зоны максимальной мощности земной коры. Следует полагать, что распределение очагов землетрясений, расположение и ориентировка тектонических дислокаций и особенности в строении кристаллической части земной коры (наличие сиалического корня) зависит от единого поля напряжений, именно напряжения сжатия, ведущих к формированию системы разрывных скалывающих деформаций типа надвигов.

Иного характера закономерности выявляются на разрезе (рис. 2), проведенном по меридиану $70^\circ 30'$ в Средней Азии (Западный Памир,

Северо-Восточный Афганистан). Для анализа использованы данные Атласа землетрясений в СССР (1962) и его продолжения — Бюллетеней сильных землетрясений в СССР за 1956—1961 гг. (1959—1964) и ежегодников «Землетрясения в СССР в 1962» (1964), «Землетрясения в СССР в 1963 г.» (1966), всего за 43 года. В соответствии с магнитудой максимального известного землетрясения ($M=8$) стандартный объем (область отнесения энергии) выбран размерами $30 \times 30 \times 100$ км.

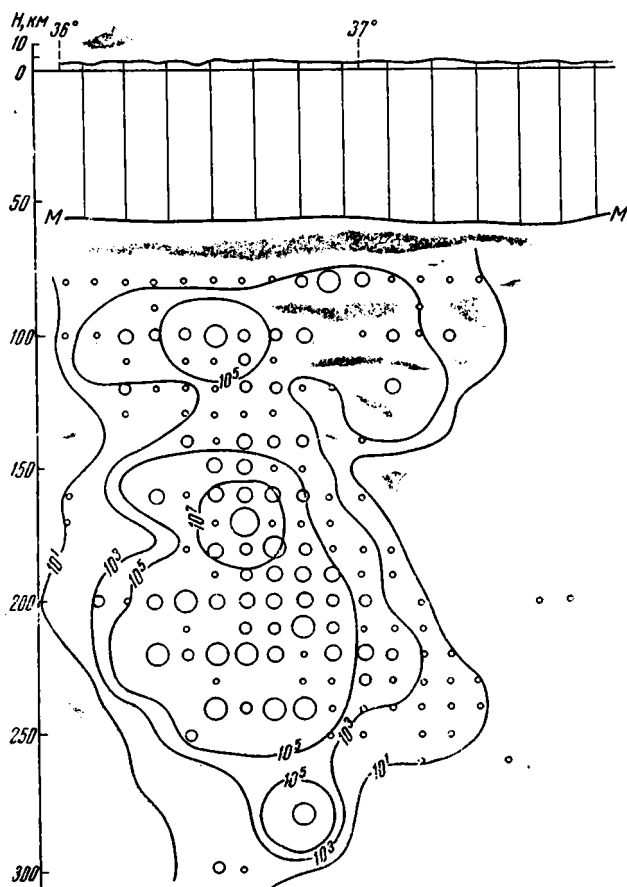


Рис. 2. Сейсмоэнергетический разрез зоны Гандукушских землетрясений (обозначения см. рис. 1)

Прежде всего отметим, что очаговая зона здесь занимает различные площади на различных глубинных уровнях. В верхних горизонтах, т. е. на глубине около 80—100 км (землетрясения в коре мы не рассматриваем), очаги занимают обширную площадь — до 150 км вдоль линии разреза. Далее вглубь ширина этой зоны уменьшается, доходя на уровне 170 км до 50 км. Затем снова наблюдается расширение, и близ отметки 230—240 км ширина очаговой зоны приближается к цифрам, характерным для верхней части разреза. Указанное обстоятельство находит свое отражение и на распределении изолиний удельной сейсмической энергии, которые в целом очерчивают Х-образную фигуру. В центральной части этой фигуры значения E_m достигают максимума порядка 10^7 единиц. Подобная картина находит себе удовлетворительное объяснение в предположении, что в данном районе в пределах верхней мантии господствуют напряженные сжатия в горизонтальном направлении, с

тем, что эти напряжения ведут к деформациям, подчиняющимся в первую очередь элементарному закону скалывающих напряжений. В этих условиях должны появляться дислокации типа продольных, т. е. широтных, пологих (около 45—60°) надвигов или поддвигов, или диагональные крутые (порядка 70—90°) сдвиги как левые, так и правые (в зависимости от азимута простирания). Как анализ динамических параметров очагов (Широкова, 1967), так и прямые наблюдения над тектоническими разрывными нарушениями на поверхности, находятся в хорошем согласии с этим выводом.

Обращает на себя внимание падение значений E_m на отметках от 110 до 140 км, что мы склонны связывать с наличием на этой глубине слоя пониженных значений скорости упругих волн и пониженной вязкости (Лукк, 1966), т. е. волновода, в пределах которого постоянно накапливающееся напряжение может до известной степени рассасываться в процессе пластического течения вещества.

В отличие от разреза через Карпаты второй разрез имеет более симметричную конфигурацию, что кажется логичным связывать с особенностями тектонической обстановки в целом. В первом случае очаговая зона располагается в общем плане близ границы между складчатой зоной и платформой, во втором — в пределах складчатой зоны собственно. Но в обоих случаях возникновение очагов землетрясений можно рассматривать как реакцию среды на напряжения сжатия в горизонтальном направлении.

Литература

- А м а н д П. Два способа оценки сейсмичности. В сб. «Слабые землетрясения». Изд-во иностр. лит., 1961.
- Атлас землетрясений в СССР. Изд-во АН СССР, 1962.
- Б о т М. Об оценке сейсмичности. В сб. «Слабые землетрясения», Изд-во иностр. лит., 1961.
- Б у н э В. И. Карта сейсмической активности территории СССР. В кн. «Сейсмическое районирование СССР», Изд-во «Наука», 1967.
- Бюллетень сильных землетрясений СССР за 1956—1961 гг. Тр. Ин-та физики Земли АН СССР, № 5(172), 1959; 10(177), 1960; № 16(183), 1961; № 22(189), 1962; № 28(195), 1963; № 33(200), 1964.
- Землетрясения в СССР в 1962 г. Изд-во «Наука», 1964.
- Землетрясения в СССР в 1963 г. Изд-во «Наука», 1966.
- Л у к к А. А. Строение верхней мантии Земли вдоль профиля Памир — р. Лена. Сов. геология, № 2, 1966.
- Методы детального изучения сейсмичности. Тр. Ин-та физики Земли АН СССР, № 9(176), Изд-во АН СССР, 1960.
- Петреску Г., Р а д у К. Сейсмичность территории Румынской Народной Республики за период 1901—1960 гг. Изд-во АН МолдССР, № 4, 1962.
- Р и з н и ч е н к о Ю. В. К энергетической трактовке закона повторяемости землетрясений. Изв. АН СССР. Сер. «Физика Земли», № 10, 1965.
- Р и з н и ч е н к о Ю. В. Метод суммирования землетрясений для изучения сейсмической активности. Изв. АН СССР. Сер. геофиз., № 7, 1964.
- Т о п е р ц е р М. К определению сейсмичности. В сб. «Слабые землетрясения». Изд-во иностр. лит., 1961.
- Х о д ж с о н Дж. Землетрясения и строение Земли. Изд-во «Мир», 1966.
- Ш е б а л и н Н. В. Использование инженерно-сейсмологических данных в сейсмическом районировании. В кн. «Сейсмическое районирование СССР». Изд-во «Наука», 1967.
- Ш е б а л и н Н. В. К вопросу о природе глубоких землетрясений. Докл. АН СССР, т. 181, № 5, 1968.
- Ш е н к а р е в а Г. А. К методике обработки сейсмических материалов (на примере Кавказа и Туркмении). Сов. геол., № 8, 1966.
- Ш и р о к о в а Е. И. Общие закономерности в ориентации главных напряжений в очагах землетрясений Средиземноморско-Азиатского сейсмического пояса. Изв. АН СССР. Сер. «Физика Земли», № 1, 1967.
- Ш у к и н Ю. К. Глубинная структура и сейсмичность Карпато-Балканской складчатой области. «Доклады Карпато-Балканской геол. ассоциации», ч. 1, Геофизика, София, 1965.
- C s o m o r D., K i s s Z. Magyarország Szeizmicitása (II rész). Geofizikai Közlemenyek, XI kötet, 1—4 szám.

- Galanopoulos A. G. On Mapping of Seismic Activity in Greece. *Ann. Geofis.*, XVI, No. 1, 1963.
- Gutenberg B., Richter Ch. Earthquake Magnitude, Intensity, Energy and Acceleration. *Bull. Seismol. Soc. America*, v. 32, 1942, pp. 163—191.
- Hedervari P. Investigation regarding to the Earth's Seismicity, Part III, The World—wide Map of Specific Seismicity. *Gerlands Beitr. Geophys.*, B. 74, H. 5, 1965.
- Hedervari P. Investigations regarding to the Earth's Seismicity. Part IV, An Earthquake—Geographical analysis of the Great-Chilean Earthquake Sequence of the Years 1960—1962, *Gerlands Beitr. Geophys.*, 75, h. 3, 1966.
- Itsuo Tamarai. Seismicity in Relation to the Crust Structure, with Special Reference to Japanese Area, *Mem. Osaka Inst. Techn. Ser. A*, 7, No. 2, 1961.
- Montessus de Ballore F. Les tremblements de terre, *Geographie seismologique*, Paris, 1906.
- Renquist H. Ueber kartographische Darstellung der Seismizität. *Z. Geophysik*, 348, No 4, 1928.
- Ritsema A. R. A Statistical Study of the Seismicity of the Earth. *Meteor. and Geoph. Serv. Verhandl.*, 46, Indonesia, 1954.
- Sieberg A. *Erdbebengeographie*. Berlin, 1932.

Московский государственный университет
им. М. В. Ломоносова
Институт физики Земли
Всесоюзный научно-исследовательский институт
геофизических методов
разведки

Статья поступила
19 января 1968 г.



УДК 551.243 (571.53 + 571.54)

Ю. В. М И Л Л Е Р

**О КОНСЕДИМЕНТАЦИОННЫХ СТРУКТУРАХ
В ВЕРХНЕМ ДОКЕМБРИИ ВОСТОЧНОГО САЯНА**

На основе анализа направлений перемещения древних оползней выявлена конседиментационная стадия развития Окинского антиклинория в Восточном Саяне. Сводное поднятие, отвечающее ранней стадии становления антиклинорной структуры, разделило седиментационный бассейн на два обособленных прогиба и контролировало распределение фаций и мощностей карбонатно-терригенных отложений.

Методика выявления конседиментационных структур в докембрийских складчатых областях в настоящее время еще не разработана. Это объясняется неприменимостью в условиях докембрия основного метода изучения конседиментационной складчатости — структурно-фациально-го анализа — в той форме, в которой он разрабатывался и применялся при изучении относительно молодых и слабо дислоцированных комплексов. Как известно, главной составной частью этого метода, в его классической форме, является метод мощностей, или изопакхический анализ, основанный на соответствии мощности отложений величине прогибания участка.

В докембрийских складчатых комплексах, испытавших интенсивную, обычно неоднократную деформацию, определение мощности стратиграфических единиц связано с весьма большими трудностями. Еще большие затруднения вызывает изучение закономерностей изменения мощностей, что неизбежно требует точной корреляции разрезов и учета изменения первоначальной мощности в зависимости от различного характера пластических деформаций в различных частях складчатой структуры. Поэтому цифры, определяющие мощности стратиграфических единиц в докембрии, в большинстве случаев весьма приблизительны, и построения, основанные на закономерном изменении мощностей, не могут не вызывать сомнений.

По-видимому, наиболее перспективными методами для обнаружения конседиментационной складчатости в докембрии являются методы динамической палеогеографии. Методика изучения конседиментационного характера развития тектонических структур по реконструкции донных течений и направлений перемещения подводных оползней для неметаморфизованных и слабо дислоцированных комплексов уже разработана (Kuhn-Veltén, 1955; Гроссгейм, 1965), хотя до настоящего времени и не нашла широкого применения.

Анализ оползневых дислокаций для изучения развития тектонических структур в докембрийской складчатой области применяется впервые.

Исследования проводились в бассейне верхнего течения рек Оки, Б. Белой и Урика. На этой территории породы верхнепротерозойского комплекса слагают крупную антиклинорную структуру субширотного простиранья, известную под названием Окинського антиклинория (рис. 1). Ядро антиклинория сложено породами окинской (ильчирской) свиты.

Это мощная толща вулканогенно-осадочных образований, метаморфизованных в условиях зеленосланцевой фации. Первично осадочные структуры пород, во многих случаях достаточно хорошо сохранившиеся, позволяют выделить в составе свиты наряду с разнообразными зелеными сланцами различные типы песчаников и алевролитов, основные эффузивы, их туфы и туфопесчаники. В крыльях антиклинория обнажаются породы монгошинской (гарганской) свиты, представленные преимущест-

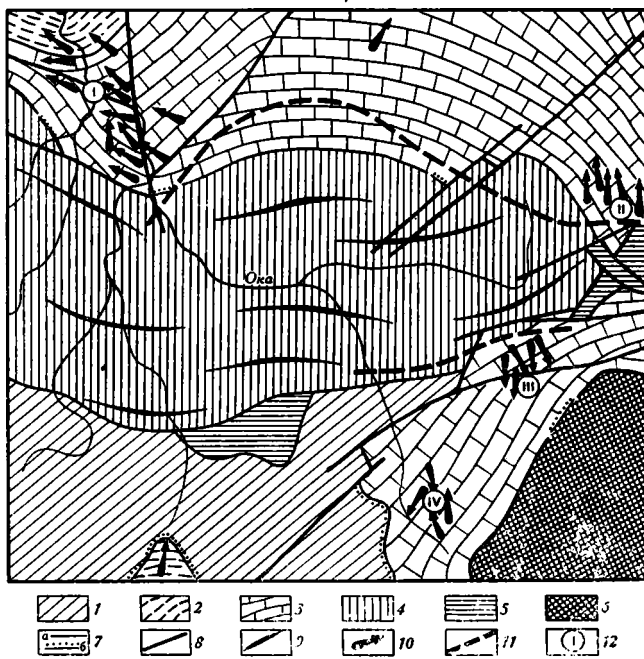


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Окинского антиклинория¹

1 — кембрийские отложения нерасчлененные. Верхний протерозой: 2 — дибинская свита; 3 — монгошинская свита; 4 — окинская свита; 5 — нижне- и среднепротерозойские отложения нерасчлененные; 6 — архейские образования нерасчлененные; 7 — контакты стратиграфические: а — нормальные, б — трансгрессивные; 8 — тектонические нарушения; 9 — простирание складчатых структур окинской свиты; 10 — направление перемещения подводных оползней; 11 — простирание подводного склона конседиментационного поднятия; 12 — исследованные участки: I — северное крыло антиклинория, разрез по р. Оке; II — восточное замыкание антиклинория, разрез по рекам Батоголу и Хончину; III — южное крыло антиклинория, разрез по р. Улзыте; IV — южное крыло антиклинория, разрез по р. Оке

¹ Изверженные породы на карте не показаны.

венно разнообразными кальцитовыми и доломитовыми мраморами с подчиненными горизонтами кварцитов, филлитовидных сланцев, метаэффузивов и горизонтами и линзами конгломератов. Неполная мощность монгошинской свиты в южном крыле антиклинория, по данным сотрудников ВСЕГЕИ, превышает 5000 м. Отложения монгошинской свиты совершенно согласно, местами с переслаиванием, перекрыты полимиктовыми песчаниками с линзами конгломератов и горизонтами метаэффузивов и мраморов. Эти существенно терригенные отложения, завершающие разрез верхнепротерозойского комплекса, выделяются большинством исследователей в самостоятельную дибинскую свиту. Породы дибинской свиты имеют весьма ограниченное развитие в северном и южном крыльях антиклинория. Неполная мощность свиты в исследованном районе достигает 3000 м. Отложения монгошинской и дибинской свит, так же

как и окинские образования, метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации.

Породы окинской свиты, лежащие в основании верхнепротерозойского комплекса, испытали два этапа деформации: интенсивную складчатость до отложения монгошинских, существенно карбонатных осадков и деформацию, совместную с породами монгошинской и дибинской свит (Миллер, 1967₁). В результате ранней складчатости окинская толща, слагающая нижний структурный ярус, была смята в изоклинальные складки субширотного простирания. Деформация окинской толщи, совместная с породами верхнего структурного яруса, выразилась в развитии наложенной кристаллизационной сланцеватости и мелкой складчатости, проявившейся в контактах с монгошинской свитой. Резкое структурное и стратиграфическое несогласие между окинской и монгошинской свитами сильно затушевано последующей совместной деформацией и устанавливается отчетливо лишь на восточном замыкании антиклинория, где структуры окинской свиты почти под прямым углом упираются в складчатые структуры монгошинской свиты.

Контакты окинской свиты с монгошинской — тектонические. Складчатые структуры монгошинской свиты согласно обтекают ядро антиклинория, сложенное породами окинской свиты, и по мере удаления от него постепенно выполаживаются. На расстоянии 5—15 км от контакта с окинской свитой залегание монгошинских мраморов почти повсеместно становится близким к моноклиальному. Резкое преобладание тектонических контактов между окинской и монгошинской свитами и принципиально различный структурный план ядра антиклинория и его крыльев позволяют рассматривать Окинскую структуру как горст-антиклинорий.

Подводно-оползневые явления распространены в средней и верхней частях разреза монгошинской свиты, а также в отложениях дибинской свиты. Оползневые дислокации выражены главным образом пликативными нарушениями слоистости и приурочены к горизонтам и линзам мощностью от нескольких сантиметров до нескольких метров.

Первые оползневые дислокации зафиксированы в 1000—1500 м от подошвы монгошинской свиты. Выше отдельные оползневые смятия наблюдаются с небольшими интервалами по всему разрезу свиты. Наиболее интенсивного развития оползневые дислокации достигают в верхних горизонтах монгошинской свиты, непосредственно подстилающих дибинские, существенно терригенные отложения. В дибинской свите эти явления пользуются меньшим распространением и приурочены главным образом к карбонатным горизонтам, что, возможно, связано с меньшей устойчивостью карбонатного материала по сравнению с обломочным в условиях подводного склона (Ратновский, Чочиа, 1948).

Всестороннее изучение мелких складчатых форм тектонического и подводно-оползневого генезиса позволило найти следующие критерии для отличия синседиментационных пликативных нарушений от тектонических складок:

1. Связь оползневых смятий с горизонтами или линзами, заключенными в недислоцированные породы.

2. Приуроченность оползневых дислокаций к определенным стратиграфическим уровням.

3. Наличие следов местных размывов, срезающих дислоцированные осадки в кровле оползневых смятий.

4. Первичная ориентировка элементов оползневых складок, независимая от ориентировки тектонических складок, заложившихся после седиментации.

5. Отсутствие перекристаллизации одновременной с деформацией.

6. Отсутствие на поверхности смятых слоев структурных линейных элементов (желобчатости, минеральной линейности и др.), параллельных шарнирам складок.

7. Отсутствие кливажа или сланцеватости, генетически связанных с внутрипластовой деформацией.

8. Относительное непостоянство ориентировки шарниров оползневых складок по сравнению с ориентировкой шарниров тектонических складок.

9. Присутствие в дислоцированной породе включений инородного материала (метаморфические и изверженные породы), захваченного оползневой массой.

10. Морфологические особенности складчатости, не характерные для обычных тектонических складок, развитых в монгошинской и дибинской свитах: лежащие изоклинальные или завихряющиеся дисгармоничные складки, разрывы сплошности отдельных дислоцированных слоев в подошве оползня, обусловленные трением между оползающим осадком и ненарушенными подстилающими слоями, и др.

Некоторые наиболее существенные из перечисленных признаков нами уже отмечались и рассматривались раньше (Миллер, 1967^{2,3}).

Практически при изучении конкретных внутрипластовых дислокаций не все из названных критериев удастся использовать. Так например, размыв кровли дислоцированных слоев несомненно указывает на оползневой генезис деформации, но в большинстве случаев невозможно доказать, что поверхность, срезающая дислоцированные слои, является поверхностью размыва, а не плоскостью скольжения или тектонического срыва. Веским критерием является присутствие в дислоцированной породе включений инородного материала, однако случаи обнаружения таких включений весьма редки. Многие из названных критериев, отдельно взятые, недостаточны для отнесения дислокации к подводно-оползевым явлениям. Поэтому надежное выявление оползневых текстур оказалось возможным далеко не повсеместно. Это также объясняется значительным распространением массивных разновидностей пород, в которых слоистость и особенности ее деформации не устанавливаются. Кроме того, на участках напряженной складчатости, в условиях широкого развития мелких складчатых форм, первично осадочные нарушения слоистости не устанавливаются или сильно искажаются.

Для палеотектонических и палеогеографических построений решающее значение имеет определение направления перемещения оползней. Независимо от причин, вызвавших оползневые явления, перемещение оползней происходит по падению подводного склона, что позволяет реконструировать рельеф области осадконакопления. Азимут перемещения оползней определялся по направлению опрокидывания осевых плоскостей оползневых складок, как перпендикуляр к их шарнирам. Поскольку пласти, заключающие оползневые текстуры, наклонены к горизонту под различными углами, замеры приводились к горизонтальному напластованию при помощи сетки Вульфа.

По каждому замеру шарнира оползневой складки, при известном направлении опрокидывания осевой плоскости, определялся азимут оползания осадка. В пределах исследованного района было получено 76 замеров направлений перемещений оползней.

Установленные направления перемещения оползней распределены в пределах исследованной территории крайне неравномерно. Большая часть замеров (44 из 76) получена в северном крыле антиклинория — в разрезе по р. Оке; в районе восточного замыкания антиклинория, в разрезе по рекам Батоголу и Хончину получено 9 замеров; в южном крыле, в бассейне верхнего течения р. Улзыты 10; в южном крыле, в разрезе по р. Оке 11. Для каждого из этих участков, занимающих определенное структурное положение относительно антиклинория в целом, составлена диаграмма направлений оползаний осадка (рис. 2). Кроме того, в его северном крыле в верхнем течении р. Б. Белой и в южном — в верховье р. Дибин получены единичные замеры направлений движения оползней, не вошедшие в сводные диаграммы.

При анализе диаграмм перемещения оползней следует различать: 1) общие закономерности распределения направлений перемещения подводных оползней, свойственные в большей или меньшей степени всем участкам, независимо от их положения относительно антиклинорной структуры; 2) закономерности, непосредственно связанные с положением исследованных участков. Рассмотрим последовательно эти закономерности.

На всех диаграммах, направления перемещения оползней образуют веер с углом около 90° , в пределах которого имеются максимумы, отвечающие резко преобладающим направлениям движения осадка. Наличие максимумов указывает на возникновение оползней в условиях отчетливо выраженных подводных склонов со слабо расчлененным рельефом.

На всех диаграммах, за исключением одной, построенной по наименьшему количеству замеров (рис. 2, б), выделяются два более или менее равноценных максимума, расположенных под углами $30-45^\circ$. Возможно, это связано с морфологией оползневых потоков. Подводные оползни имеют в плане форму пологой дуги, обращенной выпуклой стороной в направлении перемещения осадка. При этом перпендикулярно движению оползня ориентированы только шарниры тех оползневых складок, которые расположены в центральной части дуги, тогда как в крыльях оползня шарниры складок образуют с его траекторией острый угол, величина которого зависит от кривизны дуги. Если длина крыльев больше центрального участка, то шарниры оползневых складок, ориентированные под острым углом к траектории оползня, будут встречаться чаще, чем шарниры, перпендикулярные к этой траектории, и дадут на диаграммах два максимума, отвечающие перпендикулярам к крыльям оползня.

Если образование двух максимумов является результатом дугообразной формы оползневых потоков, то истинное направление оползания осадка должно соответствовать биссектрисе острого угла между двумя максимумами.

Решающее значение для выявления конседиментационных движений имеют закономерности перемещения подводных оползней, связанные с положением исследованных участков относительно антиклинорной структуры. При сопоставлении диаграмм видно, что направления перемещения оползней меняются в зависимости от положения исследованных участков. В северном крыле антиклинория подавляющее большинство оползней перемещалось в северо-западном направлении (рис. 2, а); у восточного замыкания — в северном направлении (рис. 2, б); в южном крыле — в южном направлении (рис. 2, в, г). Таким образом, к северу от осевой линии антиклинория большинство оползней перемещалось в северных румбах, к югу — в южных.

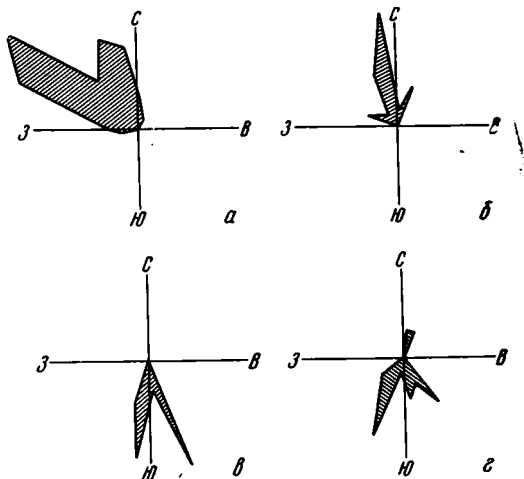


Рис. 2. Перемещение подводных оползней:

а — в северном крыле антиклинория, в разрезе по р. Оке; б — у восточного замыкания антиклинория в разрезе по рекам Батоголу и Хонцину; в — в южном крыле антиклинория в верховье р. Улзты; г — в южном крыле антиклинория, в разрезе по р. Оке. (Результаты 44, 9, 10 и 11 замеров соответственно)

Изменения направления оползания осадка на обратное в противоположных крыльях антиклинория — важнейшая закономерность перемещения оползней на исследованной территории. На основании этой закономерности можно сделать вывод, что во время накопления осадков верхнего структурного яруса на дне седиментационного бассейна имело место отчетливо выраженное поднятие, территориально совпадающее с поздней сформировавшейся антиклинорной структурой.

Древнее поднятие лишь в самых общих чертах совпадало с наблюдающимися в настоящее время контурами ядра антиклинория. Замеры направления перемещения древних оползней, полученные к востоку от его замыкания, свидетельствуют о продолжении поднятия в восточном направлении, за пределы территории, где сейчас обнажаются породы окинской свиты, слагающие ядро антиклинория. Резкое несовпадение простираения склона поднятия с ориентировкой северного крыла антиклинория устанавливается также в разрезе по р. Оке. Преобладающее северо-западное направление перемещения оползней в этом районе указывает на северо-восточное простираение подводного склона, что резко не совпадает с очертаниями ядра антиклинория. Линия простираения подводного склона поднятия, перпендикулярная преобладающему направлению оползания осадка, показана на рис. 1.

К северу и югу от поднятия наметились области относительного прогибания дна бассейна. Склоны прогибов, общие со склонами поднятия, фиксируются отчетливо. Южный склон южного прогиба обозначается лишь единичными замерами, дающими на диаграмме южного крыла антиклинория небольшой максимум, отвечающий перемещению оползней в северо-северо-восточном направлении (рис. 2, з). Оползание осадка в северном направлении установлено также в южном крыле антиклинория в верховье р. Дибь. Северный склон северного прогиба оползневymi текстурами не фиксируется и, по-видимому, находится за пределами исследованного района.

Анализ полученных данных показывает, что направление перемещения оползней сохраняется практически неизменным на разных стратиграфических уровнях. Устойчивые направления движения подводных оползней на различных стратиграфических уровнях свидетельствуют о накоплении монгошинских и дибинских отложений в условиях постоянного рельефа дна седиментационного бассейна. Сохранение подводного рельефа на протяжении длительного промежутка времени, в течение которого накопилась терригенно-карбонатная толща мощностью в несколько тысяч метров, возможно лишь при условии одновременного с осадконакоплением устойчивого прогибания пониженных участков дна седиментационного бассейна и относительного воздымания положительных форм рельефа. В противном случае отрицательные формы рельефа должны были компенсироваться в ходе осадконакопления и рельеф дна бассейна очень скоро был бы нивелирован. Таким образом, субширотное поднятие на дне седиментационного бассейна можно рассматривать как конседиментационное сводовое поднятие, отвечающее ранней стадии становления Окинского антиклинория.

При неравномерном прогибании дна седиментационного бассейна в один и тот же промежуток времени на участках, испытывающих наиболее интенсивное погружение, накапливаются осадки большей мощности, чем на участках относительного поднятия. Поэтому азимуты перемещения древних оползней не только показывают направление падения подводного склона, но и совпадают с направлением максимального изменения градиента мощности разновозрастных отложений. Отсюда общая картина направлений перемещения оползней позволяет установить характер пространственного изменения мощности изучаемых отложений. Это особенно важно при исследовании докембрийских образований, мощности которых устанавливаются обычно весьма приблизительно. Таким

образом, использование анализа направлений оползания осадка для расшифровки конседиментационной стадии развития тектонических структур, так же как и применение изобахического метода, неразрывно связано с закономерностями изменения мощностей отложений, накопление которых происходило одновременно с тектоническими движениями. Но если изобахический анализ характеризует неравномерное прогибание области осадконакопления количественно, то исследование древних оползней, так же как и другие методы динамической палеогеографии, дают лишь качественную характеристику процесса.

Появление первых оползневых текстур в разрезе монгошинской свиты фиксирует начало интенсивного воздымания сводового поднятия. До этого момента в восточной части бассейна происходило накопление главным образом хемогенных кремнистых осадков, обогащенных органическим материалом, сменявшееся временами отложением карбонатного материала. В западной части отлагались преимущественно доломиты и известняки. По-видимому, в это время поднятие на дне монгошинского бассейна или вообще не существовало, или развивалось столь медленно, что процессы денудации и аккумуляции успевали полностью нивелировать рельеф дна седиментационного бассейна. В последнем случае поднятие должно было отразиться лишь в изменении мощностей, но не могло проявиться в рельефе дна и повлиять на условия осадконакопления (Шульц и Брунс, 1955).

Поднятия, заложившееся во время накопления монгошинских осадков, нарушило установившуюся систему литологических зон и в дальнейшем контролировало распределение фаций монгошинской и дибинской свит. Оно разделило единый седиментационный бассейн на два более или менее обособленных прогиба — северный и южный. Отложения южного прогиба представлены частым чередованием различных по структуре и окраске доломитовых и кальцитовых мраморов, часто обогащенных графитовым материалом, метаморфизованных песчаников, тонкозернистых кварцитов и различных по составу филлитовидных сланцев. На многих стратиграфических уровнях в пластах карбонатных пород найдены остатки древних водорослей.

Соответствующие по возрасту отложения северного прогиба представлены почти исключительно кальцитовыми мраморами; филлитовидные сланцы и доломиты играют незначительную роль и слагают единичные маломощные пласты, тогда как в целом разрез монгошинской свиты северного прогиба характеризуется устойчивостью фаций по вертикали. Остатки водорослей в северном крыле антиклинория найдены лишь в подошве свиты — в цементе базальных конгломератов — и не могут характеризовать условия осадконакопления северного прогиба, который заложили позднее.

Резко различный характер разреза монгошинской свиты в северном и южном крыльях антиклинория свидетельствует о принципиально различных условиях осадконакопления к северу и югу от конседиментационного сводового поднятия. Южный прогиб был относительно мелководным. Об этом свидетельствуют многочисленные находки водорослей, жизнедеятельность которых возможна на глубине не более 100 м (Cloud, 1942). Частое чередование пород различного литологического состава, обилие доломитовых мраморов и мраморов, обогащенных органическим материалом, указывают на непостоянство условий осадконакопления что характерно для мелководных бассейнов. Северный прогиб характеризовался значительно более устойчивыми условиями осадконакопления, что вероятно свидетельствует о его относительно глубоководности. Анализ оползневых текстур позволил приблизительно оценить глубину северного прогиба, которая, по-видимому, измерялась по крайней мере несколькими сотнями метров (Миллер, 1967₃).

Анализ направлений перемещения подводных оползней в сочетании с установленными особенностями структурного соотношения окинской и монгошинской свит позволяет наметить основные черты развития Окинско-антиклинория. Ядро его, сложенное породами окинской свиты (нижний структурный ярус), представляет собой глыбу складчатого фундамента, на размытой поверхности которого происходило накопление осадков монгошинской и дибинской свит (верхний структурный ярус). Антиклинорная структура заложилась в начальный период накопления существенно карбонатных осадков монгошинской свиты в процессе неравномерного прогибания области осадконакопления. Консидиментационные движения области осадконакопления нарушили установившуюся ранее систему фациальных зон и в значительной степени обусловили распределение фаций и мощностей верхнего структурного яруса.

Складки, осложняющие крылья Окинско-антиклинория, не влияют на направление перемещения подводных оползней, что свидетельствует о развитии их в постседиментационную стадию. В то же время есть основания полагать, что эти складки в свою очередь генетически связаны с блоковыми движениями фундамента и, в частности, с продолжавшимся в постседиментационную стадию воздыманием ядра антиклинория. На это указывает быстрое выполаживание складчатых структур верхнего структурного яруса по мере удаления от ядра. Таким образом, тектонические движения, зафиксированные оползневыми дислокациями, были, по-видимому, весьма устойчивыми и повлияли не только на распределение фаций и мощностей, но и на характер складчатости верхнего структурного яруса.

Литература

- Гроссгейм В. А. Донные течения и тектоника. Сов. геология, № 9, 1965.
- Миллер Ю. В. О последовательности и структурном соотношении окинской и монгошинской свит верхнепротерозойского комплекса Восточного Саяна. Геол. и геофизика, № 11, 1967.
- Миллер Ю. В. Отличие подводно-оползневых смятий от тектонической складчатости. В кн. А. Н. Казакова «Методическое руководство по динамическому анализу микроструктурных ориентировок карбонатов», Изд-во «Наука», 1967.
- Миллер Ю. В. Подводно-оползневые дислокации в верхнепротерозойских отложениях Восточного Саяна и их палеотектоническое и палеогеографическое значение. В сб. «Деформации и структуры докембрийских толщ», Изд-во «Наука», 1967.
- Ратновский И. И., Чочиа Н. Г. О первичных углах наклона пород. Литолог. сб. Всес. н.-и. геол.-разв. ин-та, 1948.
- Шульц С. С. и Брунс Е. П. Структурно-фациальный анализ отдельных консидиментационных складок. В кн.: «Вопросы геологии Азии», т. II, Изд-во АН СССР, 1955.
- Cloud P. E. Notes on stromatolites. Amer. J. Sci., 240, No. 5, 1942.
- Kuhn-Velten H. Subaquatische Rutschungen in höheren Oberdevon des Saerlandes. Geol. Rundschau, B. 44, 1955.

Институт геологии
и геохронологии докембрия
АН СССР
Ленинград

Статья поступила
30 ноября 1967 г.

УДК 551.240(234.9)

Ю. Г. ЛЕОНОВ

**РАННЕ- И СРЕДНЕЮРСКИЕ ФАЗЫ ПОДНЯТИЯ
И СКЛАДКООБРАЗОВАНИЯ БОЛЬШОГО КАВКАЗА**

Рассматривается характер, пространственное размещение и время проявления орогенических движений на территории Большого Кавказа в ранней — средней юре. Орогенические движения, время проявления которых составляет орогеническую фазу, включают постседиментационные (орогенные) складкообразовательные движения и орогенные и синорогенные поднятия. Описаны орогенические фазы в начале тоара и в конце аалена — начале байоса.

О характере и времени проявления на Большом Кавказе поднятий и складкообразования в том или ином виде писали многие. Но большинство авторов орогенические движения рассматривали лишь попутно. Другие описывали их кратко и без серьезного анализа распределения по площади (Гамкрелидзе, 1960; Кириллова и др., 1960; Милановский и Хайн, 1963). Данная статья является попыткой систематического описания некоторых юрских фаз поднятия и складкообразования с целью выявления характера и интенсивности сопровождающих их движений в разных районах Большого Кавказа.

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ТЕРМИНОЛОГИИ

Поскольку в вопросах связанных с орогенезом и складкообразованием, отсутствует терминологическая четкость, а в статье приходится пользоваться рядом неоднозначно понимаемых терминов, необходимо коротко остановиться на их содержании.

Термин «складкообразование» употребляется в буквальном смысле — как процесс образования складчатой структуры (хотя трудно провести грань между складками и более крупными элементами структуры земной коры).

Существует две концепции продолжительности складкообразования: его эпизодичности и кратковременности (Штилле, 1964_{1,2}) и длительности или даже непрерывности (Шатский, 1939, 1951). Многие также считают, что разным типам складок свойственны разные скорость и продолжительность формирования (Белоусов, 1954, Хаин, 1950, 1964).

Длительное конседиментационное развитие характерно для структур платформенного типа или структур, приуроченных к зонам перехода от платформ к геосинклиналям, т. е. для прерывистой и промежуточной складчатости. Некоторые авторы (Белоусов, 1954; Хаин, 1950) длительное образование допускают вообще только для указанного типа складок, считая, что полная или линейная складчатость геосинклиналей образуется всегда эпизодически, во время коротких фаз, одновременно с формированием несогласий.

Однако ряд наблюдений показывает, что возможность конседиментационного формирования полной складчатости, может быть какой-то определенной ее разновидности, имеется. В частности, доказан длитель-

ный конседиментационный рост предпонтических складок Кабристана (Шатский, 1951) и складок в оксфорд-лузитанских отложениях Горного Крыма (Кизевальтер и Муратов, 1959).

Вопреки мнению авторов рассмотренных примеров, из них, однако, не следует, что все складки линейного типа развиваются конседиментационно. Неоднократно указывались доказательства того, что они могут создаваться и при кратковременных постседиментационных движениях. Во-первых, в складки часто бывают смяты однородные породы, не обнаруживающие изменений мощности и литологических особенностей, а иногда быстрые изменения фаций и мощностей происходят даже незаконмерно по отношению к складкам (Криволуцкий, 1954, 1960). В линейных складках, кроме того, часто не наблюдается изменения крутизны наклона слоев вверх по разрезу, которое должно было бы возникать при их конседиментационном росте. Иногда даже в складках с доказанным продолжительным ростом разница в наклоне слоев на разных уровнях недостаточна для вывода об их возникновении только за счет конседиментационных движений без последующего быстрого смятия.

В настоящее время можно, таким образом, уверенно считать, что складкообразование происходит и за счет эпизодических постседиментационных движений, разделенных периодами покоя, и при медленных конседиментационных движениях. Часто конседиментационный рост складок завершается постседиментационными движениями, придающими структуре окончательный вид. Это в несколько иных выражениях отмечал В. Е. Хаин (1964); на существование периодов повышенной тектонической активности, не рассматривая их, правда, в качестве орогенических актов, указывал Н. С. Шатский (1951).

Так как процессы конседиментационного и постседиментационного складкообразования обладают определенной продолжительностью, под фазой складкообразования предлагается понимать время, в течение которого проявляются складкообразовательные движения. Такое определение удовлетворительно и для кон- и для постседиментационных движений. Оно соответствует определению Н. С. Шатского (1951), который фазами складкообразования (конседиментационного) называл «время неравномерных складкообразовательных движений, которые приводят к скачкообразному изменению общего плана структуры данного участка земной коры».

Каким бы путем ни происходило складкообразование, окончательное его завершение, приводящее к созданию складчатой структуры в тех случаях, когда она зафиксирована угловыми несогласиями, имеет, как правило, характер скачка, резкого качественного изменения структуры земной коры. При постседиментационном складкообразовании сам процесс складкообразования, происходящий на фоне поднятия, является таким скачком (фаза орогенеза, по Г. Штилле). Скачками может завершаться и конседиментационное складкообразование, независимо от того, происходит ли при этом усиление складкообразовательных движений или дело ограничивается одним поднятием. Именно этот момент поднятия, момент скачка, приводящий к формированию углового несогласия и резкой качественной перестройке структуры, вслед Г. Штилле (1964) удобнее всего называть фазой орогенеза, а соответствующий процесс — орогенезом. Фаза орогенеза не тождественна фазе складкообразования, так как с орогенезом связывается только постседиментационное (орогенное) складкообразование. В таком понимании орогенез не получает никакого генетического обоснования (чего сейчас и нельзя сделать), но приобретает вполне конкретное структурное значе-

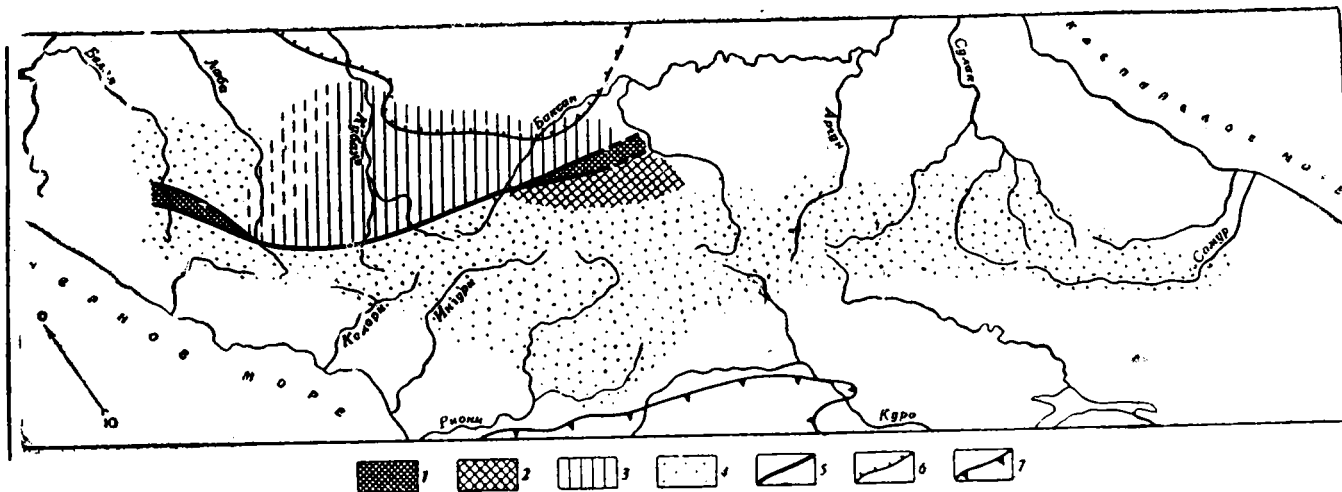


Рис. 1. Схема размещения на Большом Кавказе предсреднеюрских движений

1 — интенсивные орогенные складкообразовательные движения; 2 — то же слабые; 3 — синорогенные поднятия; 4 — отсутствие орогенных движений; 5 — разрывы — Пшекиш-Тырныаузский и Краснополянский; 6 — северная граница современного распространения ниже- и среднеюрских отложений; 7 — граница Малого Кавказа

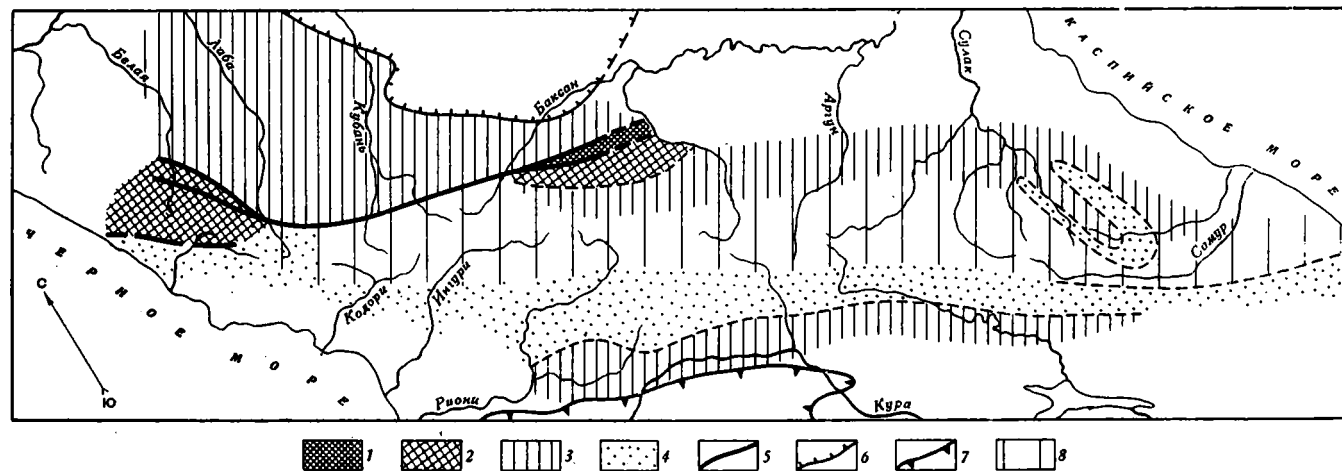


Рис. 2. Схема размещения на Большом Кавказе движений в конце палеозоя — начала байоса

1—7 — условные обозначения см. на рис. 1; 8 — предполагаемая зона поднятия в осевой зоне Большого Кавказа

ние, как процесс, придающий массам горных пород форму их залегания (Синицын, 1957; Штилле 1964₃).

Так как поднятия и оживление тектонической деятельности одновременно со складкообразованием охватывают, как правило, не только ту зону, в которой образуется угловое несогласие, но обычно распространяются шире, то для подобных явлений, сопровождающих орогенез, но не выраженных угловыми несогласиями, используется введенный Г. Штилле термин «синорогенез» (см. также Джанелидзе, 1940; Кахадзе, 1947).

Таким образом, фаза орогенеза включает: 1) постседиментационные (орогенные) складкообразовательные движения, которые развиваются самостоятельно, либо завершают конседиментационное складкообразование; 2) процессы более активного конседиментационного формирования крупных структур; 3) общее поднятие, за пределами области складкообразования, названное синорогенным. Возможность их пространственного разграничения иллюстрируется рис. 1 и 2.

ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ ФАЗ

В статье рассматриваются две фазы поднятия и складкообразования: перед средним тоаром (понимая его в объеме зон *Naugoceras falci-fer—Hildoceras bifrons* международной шкалы, которым на Кавказе соответствует зона *Dactyloceras—Hildoceras*) и в конце аалена — начале байоса. Из имеющихся в литературе указаний на движения, выходящие за рамки этих фаз, часть базировалась на неточной стратиграфической основе, с уточнением которой был пересмотрен и возраст соответствующих движений; остальные имеют локальное значение и обычно выражены кратковременными перерывами. Наиболее значителен из них разрыв в подошве верхнебайосских отложений, установленный в Дагестане и в восточной Чечено-Ингушетии (Безносков, 1960; Живаго, 1958) и на территории Лабино-Малкинской моноклинали западнее Уруха (Безносков, 1961).

ПРЕДСРЕДНЕТОАРСКАЯ ФАЗА

Складкообразовательные движения предсреднетоарской фазы были сосредоточены только у западной и восточной частей Пшекиш-Тырныаузского шва, в которых среднетоарские породы трансгрессивно залегают на разных горизонтах среднего лейаса и на доюрских образованиях (Безносков и др., 1960; Панов, 1962; Панов и Бызова, 1964). При небольшой мощности юрских отложений эти движения не привели к формированию настоящих складок в дотоарских породах. Нарушения этого времени, проявились в виде блоковых перемещений с небольшим изгибанием слоев. Поскольку эти структуры конседиментационно развивались в среднем лейасе (Панов, 1962), наблюдаемый эффект представляет суммарный результат конседиментационных и постседиментационных движений.

Аналогичный тип предсреднетоарских деформаций, но при меньшей интенсивности и контрастности, характерен для территории, расположенной непосредственно южнее Пшекиш-Тырныаузской зоны в междуречье Уруха и Баксана.

Севернее Пшекиш-Тырныаузской зоны предсреднетоарские движения выразились в синорогенном поднятии южной части современного Ставропольского свода к востоку от линии, проходящей от верхнего течения р. Б. Лабы к району слияния рек Зеленчука и Кубани. Среднетоарские отложения трансгрессивно залегают здесь на плинсбахских и домерских образованиях (Панов и Леонов, 1959; Безносков и др., 1960;

Живаго, 1960). Западнее отмеченной линии перерыв исчезает, но строение разреза свидетельствует о медленном и неустойчивом режиме погружения (Живаго, 1960).

Во внутренних районах Большого Кавказа и на Дзирульском массиве следы предсреднетоарских движений отсутствуют. Режим движений в них был сравнительно стабильным — при незначительном погружении на Дзирульском массиве и при активном погружении в осевой зоне Кавказа.

ФАЗА В КОНЦЕ ААЛЕНА — НАЧАЛЕ БАЙОСА

Орогеническими движениями в конце аалена — начале байоса была охвачена большая часть Кавказа, но складкообразовательные движения происходили, как и прежде, только в Пшекиш-Тырныузской зоне и в прилегающих к ней с юга районах.

В Пшекиш-Тырныузской зоне они установлены в бассейнах рек Баксана, Чегема, Белой, М. Лабы (Безносов и др., 1960; Панов, 1962; Панов и Бызова, 1964). В обоих случаях складки формировались за счет происходивших на фоне общего поднятия интенсивных блоковых движений, которые до этого (в лейасе и аалене) развивались конседиментационно.

В ослабленном виде складкообразовательные движения такого же типа (блоковая складчатость на фоне поднятия с регрессией моря) зафиксированы в районах, прилегающих к Пшекиш-Тырныузскому шву с юга: на западе — между Пшекиш-Тырныузским швом и Краснополянским разрывом (Хаин и др., 1962) и на востоке — в области депрессий между Скалистым и Суганским хребтами.

Продолжительность движений в перечисленных районах определяется перерывом, который, как правило, приходится на ранний байос (зоны *Sonninia sowerbyi* и *Otoites sauzei*); местами он захватывает верхи аалена, местами же, напротив, в складки смяты даже нижние слои байоса (с *Hyperlioceras*). Трансгрессивная серия начинается обычно со слоев со *Stephanoceras humphriesianum* (Безносов и др., 1960).

Севернее и южнее рассмотренной площади, за исключением некоторых непрерывно прогибавшихся впадин, движения раннего байоса выразились синорогенными поднятиями без складкообразования.

На севере в поднятие была вовлечена территория современной Лабинно-Малкинской моноклинали, где перерыв в низах байоса установлен повсеместно от Белой до Чегема. Амплитуда поднятия возрасла с юго-востока к северо-западу — от районов с почти полной последовательностью зон до районов с трансгрессивным залеганием нижнебайосских отложений на среднелейасовых. Продолжительность перерыва в большинстве фаунистически охарактеризованных разрезов составляет часть зоны *Sonninia sowerbyi* (изредка, может быть, всю зону и даже самые верхи аалена) и часть зоны *Otoites sauzei* (Безносов, 1961; Безносов и др., 1960; Живаго, 1960). В Восточно-Кубанском прогибе также отмечено трансгрессивное залегание нижнебайосских отложений (Ростовцев и Егоян, 1962).

Южнее описанных выше районов проявления орогенного складкообразования протягивалась полоса поднятий, охватывавшая северный склон Главного Кавказского хребта и область его водораздела.

На северном склоне, к востоку от Баксана, существование поднятия доказывается размывом на контакте ааленских и байосских пород, который в том или ином виде прослеживается от Осетии, где он установлен предположительно (Безносов и др., 1960), и Терека до бассейнов рек Аварского Койсу и Кара-Койсу (Фролов, 1959; Живаго, 1954, 1958). Следы поднятий отмечены в том числе и в наиболее северных выходах в

Дагестане (Криволуцкий, 1954). В более южных районах Дагестана существовало две зоны поднятий. Одна приблизительно совпадала с Шундагской зоной Сланцевого Дагестана (Живаго и Безносков, 1958); вторая протягивалась вдоль восточных выходов среднеюрских пород через долины рек Гамри-Озень, Рубасчай, Чирахчай, переходя у горы Гетинкиль на левый берег Самура (Шолпо, 1964). На остальной площади Горного Дагестана осадконакопление на рубеже аалена и байоса не прерывалось.

На возникновение в конце аалена — начале байоса поднятия в осевой полосе Кавказа, вызвавшего расчленение прогиба на две части — северную с накоплением преимущественно терригенных и южную с накоплением вулканогенных пород, указывает состав байосских пород (Панов, 1965; Безбородов, 1961). В отличие от подстилающих отложений, нижнебайосские отложения вблизи поднятия переполнены обломками нижнеюрских пород, а в верхнебайосских отложениях появляются обломки и доюрских пород. Для Чечено-Ингушетии таких данных нет, но восточнее, в Самуро-Шахдагской зоне, поднятия этого времени доказываются многими исследователями (Хаин, 1950; Шолпо, 1964).

Южнее рассмотренной территории располагалась так называемая «геосинклиналь южного склона» (Кахадзе, 1947), в целом, видимо не захваченная восходящими движениями. Об этом свидетельствует согласное залегание ааленских и байосских пород в Азербайджане — от южного подножия Самуро-Шахдагского поднятия до меридиана Нухи (Хаин, 1950; Шихалибейли, 1956) и в Грузии — в бассейне Ксани, Кахетинском хребте, Раче, Сванетии, Восточной Абхазии (Кахадзе, 1947), Западной Абхазии южнее Краснополянского надвига (Хаин и др., 1962). Орогенические движения в «геосинклинали южного склона» проявились в формировании узких кордильер, на которых в конце позднего лейаса накапливались мелководные известняки и внутрiformационные конгломераты из гальки местного происхождения. Они относятся к тому типу орогенических движений, которые выше были обозначены как «усиление процесса конседиментационного формирования крупных структур».

На возможность все же более значительных поднятий в «геосинклинали южного склона» в Центральном Кавказе обратил внимание Д. И. Панов (1965). Он отметил, что верхние горизонты сорской свиты относятся к зоне *Ludwigia murchisonae*, а самые древние ископаемые, обнаруженные в порфиритовой свите, датируют зону *Otoites sauzei*. Поскольку неохарактеризованным оказывается как раз тот интервал, которому в северных районах соответствует перерыв, допускается возможность существования в подошве порфиритовой свиты скрытого несогласия. Приведенные соображения кажутся не лишенными оснований, но для безоговорочного их признания требуется более веское фактическое обоснование.

Южное ограничение прогиба Большого Кавказа известно по Дзигульскому массиву, на большей части которого слои с *Otoites sauzei* и *Witchellia romani* байоса с размывом залегают на известняках верхнего лейаса и на доюрских породах (Кахадзе, 1947); по району Душети, где установлено трансгрессивное залегание порфиритовой свиты байоса (Мревлишвили, 1957) и по Белоканскому району, в котором, по данным В. Е. Хаина, установлено несогласие в основании хиналугской свиты.

Таким образом, орогеническими движениями конца аалена — начала байоса, значение которых было недавно подчеркнуто В. Е. Хаином (1967), была охвачена почти вся территория Большого Кавказа, (исключая, может быть, частично «геосинклиналь южного склона»). В осевой зоне Кавказа и севернее движения продолжались с верхней половины аалена до второй половины зоны *Otoites sauzei* байоса, но полное под-

пятие произошло только в начале байоса, после слоев с *Hyperlioceras*. В Грузии эти движения начались несколько раньше, очевидно уже с середины аалена и, может быть, несколько раньше закончились. Перерыв во многих районах имеет, однако, больший диапазон, так как часть возникших поднятий сохранялась более продолжительное время.

Литература

- Безбородов Р. С. Литология верхнелейасовых и среднеюрских отложений центральной части северного склона Кавказа в связи с перспективами их нефтегазоносности. Тр. Комплексной южной геол. экспедиции, вып. 6, 1961.
- Безносков Н. В. Материалы по биостратиграфии верхнебайосских — батских отложений Северного Кавказа. В сб. «Материалы по геологии газоносных районов СССР». Тр. ВНИИГАЗ, вып. 10 (18), Гостоптехиздат, 1960.
- Безносков Н. В. Послесловие к главам, посвященным альпийской складчатой области юга СССР. В кн. В. Аркела «Юрские отложения земного шара». Изд-во иностр. лит., 1961.
- Безносков Н. В., Казакова В. П., Леонов Ю. Г., Панов Д. И. Стратиграфия ниже- и среднеюрских отложений Центральной части Северного Кавказа. В сб. «Материалы по геологии газоносных районов СССР». Тр. ВНИИГАЗ, вып. 10 (18), Гостоптехиздат, 1960.
- Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. Госгеолтехиздат, 1954.
- Гамкрелидзе П. Д. Мезо-кайнозойские орогенические фазы альпийской зоны юга СССР. Международный геол. конгресс, XXI сессия, Докл. сов. геологов. Пробл. 18. Изд-во АН СССР, 1960.
- Джанелидзе А. И. К вопросу об орогенических фазах. Сов. геология, № 5, 6, 1940.
- Живаго Н. В. Стратиграфия среднеюрских отложений Дагестана. Автореф. канд. дис., М., 1954.
- Живаго Н. В. К вопросу о строении среднеюрских отложений Дагестана. Тр. ВНИГНИ, вып. 12, Гостоптехиздат, 1958.
- Живаго Н. В. Материалы к стратиграфии ниже- и среднеюрских отложений, развитых на территории междуречья Кубани и Урупа. В сб. «Материалы по геологии газоносных районов СССР». Тр. ВНИИГАЗ, вып. 10 (18), Гостоптехиздат, 1960.
- Живаго Н. В., Безносков Н. В. Материалы к геологическому строению центральной части Сланцевого Дагестана. Тр. ВНИИГАЗ, вып. 4(12), Гостоптехиздат, 1958.
- Кахадзе И. Р. Грузия в юрское время. Тр. Геол. ин-та АН ГрузССР, т. 3 (8), 1947.
- Кизевальтер Д. С., Муратов М. В. Длительное развитие геосинклинальных складчатых структур восточной части Горного Крыма. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 5, 1959.
- Кириллова И. В., Люстих Е. Н., Растворова В. А., Сорский А. А., Хаин В. Е. Анализ геотектонического развития и сейсмической активности Кавказа. Изд-во АН СССР, 1960.
- Криволюцкий А. Е. Тектоническая характеристика области Известнякового Дагестана. Тр. Всес. нефт. и-и геол.-развед. ин-та, вып. 4, 1954.
- Криволюцкий А. Е. История формирования складчатых структур и вопросы верхнемезозойской складчатости Дагестана. Тр. ВАГТ, вып. 6, Госгеолтехиздат, 1960.
- Милановский Е. Е., Хаин В. Е. Геологическое строение Кавказа. Изд-во МГУ, 1963.
- Мревлишвили Н. И. Геологическое строение предгорий Большого Кавказа в Душетском районе. Тр. Геол. ин-та АН ГрузССР. Сер. геол., т. 10(15), 1957.
- Панов Д. И. Стратиграфия, фации и структура ниже- и среднеюрских отложений в бассейнах рек Баксан и Чегем. Сб. «Геология Центрального и Западного Кавказа». Тр. Кавказск. экспед. МГУ и ВАГТ, т. 3, Изд-во МГУ, 1962.
- Панов Д. И. Стратиграфия ниже- и среднеюрских отложений западной части Центрального Кавказа. Автореф. канд. дис., М., 1965.
- Панов Д. И., Бызова С. Л. Геологическое развитие Пшекиш-Тырныаузской шовной зоны (Северный Кавказ) в ранне-среднеюрское время. Вопросы региональной геологии СССР, Изд-во МГУ, 1964.
- Панов Д. И., Леонов Ю. Г. Основные вопросы стратиграфии ниже- и среднеюрских отложений междуречья Кубани и Баксана. Тр. ВНИИГАЗ, вып. 7(15), Гостоптехиздат, 1959.
- Ростовцев К. О., Егоян Э. Л. Юрские отложения Западного Предкавказья. Докл. АН СССР, т. 144, № 4, 1962.
- Синицын Н. М. О типах тектонических движений. Тр. Ленингр. о-ва естествоиспыт., т. 19, вып. 2, 1957.
- Фролов В. Т. Юрские угленосные отложения Дагестана. Автореф. канд. дис., М., 1959.
- Хаин В. Е. Геотектоническое развитие Юго-Восточного Кавказа. Азнефтьиздат, 1950.
- Хаин В. Е. Общая геотектоника. Изд-во «Недра», 1964.
- Хаин В. Е. Основные проблемы тектоники Кавказа. Вестн. АН СССР, № 2, 1967.

- Хаин В. Е., Афанасьев С. Л., Борукаев Ч. Б., Ломизе М. Г. Основные черты структурно-фациальной зональности и тектонической истории Северо-Западного Кавказа», т. 3. Гостоптехиздат, 1962.
- Шатский Н. С. Орогенические фазы и складчатость. Тр. 17 сессии Междунар. геол. конгр., т. 2, 1939.
- Шатский Н. С. О длительности складкообразования и фазах складчатости. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 1, 1951.
- Шихалибейли Э. Ш. Геологическое строение и развитие Азербайджанской части Южного склона Большого Кавказа. Азнефтьиздат, Баку, 1956.
- Шолпо В. Н. Типы и условия формирования складчатости Сланцевого Дагестана. Изд-во «Наука», 1964.
- Штилле Г. Понятия «орогенез» и «эпейрогенез». Избр. труды. Изд-во «Мир», 1964.
- Штилле Г. Основные вопросы сравнительной тектоники. Избр. труды. Изд-во «Мир», 1964.
- Штилле Г. Замечания к статье Дж. Гиллули «Распределение горообразования в геологическое время». Избр. труды. Изд-во «Мир», 1964.

Институт физики Земли
АН СССР

Статья поступила
23 октября 1967 г.

УДК 551.243.6(575.4)

А. Ф. СЕМЕНЦОВ, М. М. ФАРТУКОВ**О СДВИГОВОЙ ПРИРОДЕ
КАРАШОР-ДОНГУЗСЫРТСКОЙ ЗОНЫ РАЗЛОМА В ТУРКМЕНИИ**

Рассмотрено строение и история развития Карашор-Донгузсыртского глубинного разлома, расположенного в пределах платформенной части территории Туркмении.

По характеру деформаций фундамента и осадочного чехла устанавливается левосдвиговый характер этой важной с точки зрения перспектив нефтегазоносности зоны.

Существование в пределах Туркмении крупных зон глубинных разломов северо-западного и субширотного направления было установлено многочисленными, в основном геофизическими работами, среди которых следует выделить прежде всего работы Ю. Н. Година, во многом предопределившие направление дальнейших исследований (Годин и др., 1958, Годин, 1960^{1, 2}, 1961).

Характер тектонических нарушений платформенной части Туркмении определялся с точки зрения ведущей роли вертикальных движений (Дикенштейн, 1963; Амурский, Борисов, 1964; Семенович, 1964). Здесь в основном выделялись нарушения типа сбросов и реже взбросов. По мере расширения исследований, связанных с поисками месторождений, в зонах крупных разломов стали обнаруживаться весьма своеобразные черты их строения, не укладывающиеся в рамки представлений о происхождении деформаций осадочного чехла в результате чисто вертикальных подвижек отдельных блоков фундамента. Особенно это касается зоны Карашор-Донгузсыртского разлома.

Как показывает анализ геолого-геофизических материалов, эта зона влияет на распределение нефтяных и газовых месторождений южной Туркмении. В связи с этим выяснение природы дислокаций, истории их развития приобретает огромное значение для прогнозирования нефтяных и газовых месторождений. Выяснение природы разломов может объяснить многие особенности строения территории. Специфический характер различных тектонических форм и их взаимосвязь влияет также на выбор методики изучения глубинного строения.

Зона глубинного разлома протягивается узкой полосой от Карашорского валообразного поднятия на западе до Донгузсыртской системы на востоке (рис. 1). В своей западной части зона имеет северо-западное простирание, совпадающее с общим простиранием Туаркыр-Капланкырской системы дислокаций, которые на меридиане колодца Модар постепенно меняют свое направление на субширотное.

На севере, уже за пределами Туркмении дислокации Карашорского валообразного поднятия постепенно отгибаются к западу и фиксируются в виде узкой приподнятой зоны, разделяющей Учкудукскую мульду и Ассак-Ауданский прогиб. Перемычка осложнена рядом брахиантиклинальных структур северо-западного простирания. На непо-

средственном продолжении указанной зоны располагается Жетыбай-Узеньская ступень Мангышлакской системы поднятий, имеющая почти субширотное простирание.

На участке Атасары — Чешме Карашор-Донгузсыртский разлом разграничивает две крупные части Каракумской платформы, обладающие различным строением. К северу от зоны разлома выделяется крупное Центрально-Каракумское сводовое поднятие с повышенным залеганием поверхности кристаллического фундамента, сокращенной мощностью осадочного чехла. Южнее располагается так называемый южный склон Каракумской платформы (Дикенштейн, 1963) или же об-

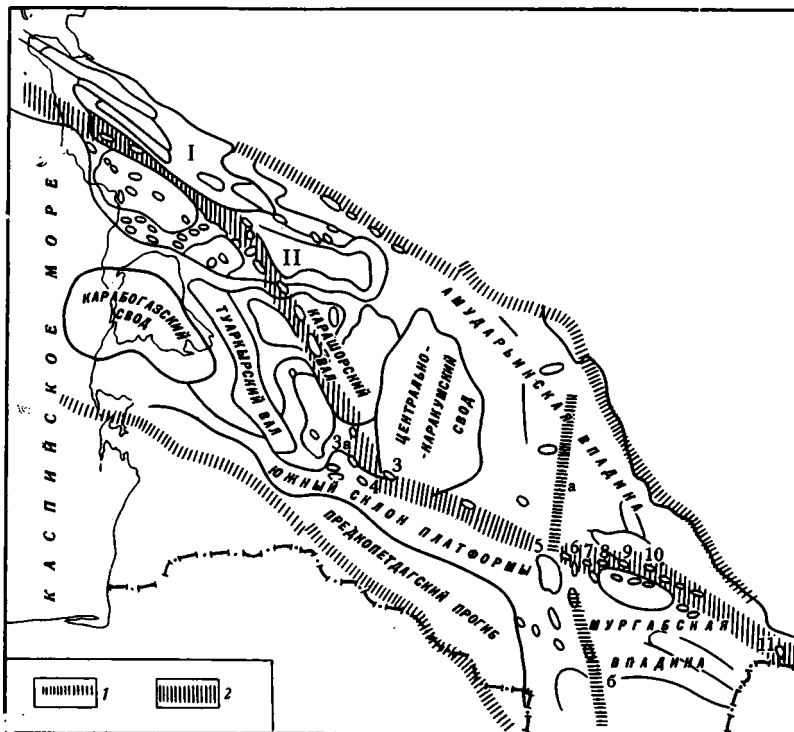


Рис. 1. Тектоническая схема Туркмении

I — Мангышлакская зона поднятий, II — Южно-Мангышлакско-Устюртская зона прогиба. 1 — глубинные разломы: а — Восточно-Унгузский разлом, б — Байрамалийский разлом; 2 — зона Карашор-Донгузсыртского сдвига. Локальные складки: 3 — Ербентская; 3а — Модарская, 4 — Атасарынская; 5 — Чешминская; 6 — Северо-Байрамалийская; 7 — Шараплинская; 8 — Западно-Утемергенская; 9 — Утемергенская; 10 — Репетская; 11 — Донгузсыртская

ласть периплатформенного опускания (Амурский, 1966), характеризующаяся резким погружением поверхности кристаллического фундамента, появлением новых горизонтов в составе осадочного чехла. На региональном профиле ГСЗ Копет-Даг — Аральское море к югу от зоны разлома отмечается резкое увеличение мощности осадочного чехла, появление новых горизонтов с граничной скоростью 5,3—5,4 и 6,1—6,4 км/сек, выделяемых как поверхности среднеюрских и пермо-триасовых (?) отложений.

Восточная часть Карашор-Донгузсыртского разлома располагается в пределах так называемой Амударьинской синеклизы (Амурский, 1966), в которой отмечается значительное погружение палеозойского фундамента до 6—10 км, увеличение мощности осадочного чехла. В составе осадочного чехла, в этом районе отмечается появление мощного комплекса галогенных отложений верхнеюрской гаурдажской свиты. Карашор-Донгузсыртский разлом разделяет Амударьинскую синеклизу

на две области, обладающие различным строением. Севернее разлома выделяется Амударьинская впадина, южнее — Мургабская. Для первой характерно субмеридиональное или северо-западное простирание тектонических элементов, во второй преобладают субширотные простирания. По характеру гравитационного и магнитного полей в пределах Карашор-Донгузсыртской зоны можно выделить три основных участка различного простирания: Карашор-Ербентский, Ербент-Репетекский, Репетек-Донгузсыртский. Для Карашор-Ербентского участка характерно соответствие простираний интенсивных полосовых аномалий магнитного и гравитационного полей. Как отмечает Ю. Н. Годин, наблюдаемые гравитационные аномалии в этом районе не могут быть объяснены влиянием лишь структуры осадочной толщи, рельефом фундамента или их суммарным гравитационным эффектом. Здесь несомненно влияние глубинных факторов, связанных с неоднородностью вещественного состава пород фундамента, его внутренней структурой.

Вытянутые линейно-гравитационные магнитные аномалии отражают в основном крупные положительные структуры складчатого, сильно метаморфизованного палеозоя, осложненные разломами.

Сравнение аномального магнитного и гравитационного полей позволило А. С. Глазуновой (1961, 1964) предположительно выделить из общего комплекса пород фундамента, вызывающих аномалии магнитного поля, интрузивные тела основного или ультраосновного состава. Это предположение впоследствии было подтверждено результатами глубокого разведочного бурения. Так, в районе колодца Модар, скважина 304 под отложениями неокома, на глубине 2043 м, вскрыла метаморфизованные габбро. При детальном рассмотрении магнитного поля бросается в глаза кулисообразное расположение изолированных, узких, пикообразных положительных аномалий, отвечающих, видимо, серии тектонических нарушений, служивших каналами для мелких интрузий.

В восточной части Карашор-Донгузсыртского разлома картина геофизических полей иная: на Ербент-Репетекском участке тектонические элементы не находят прямого отражения в характере магнитного поля. Положительные аномалии магнитного поля здесь имеют расплывчатый, изометрический характер. В гравитационном поле разлом отмечается сравнительно узкой гравитационной ступенью или зоной градиентов различной интенсивности. На крайнем юго-востоке глубинный разлом фиксируется Келифским максимумом и Донгузсыртской гравитационной ступенью, а в районе Репетека — зоной интенсивных градиентов (Айзберг, Амурсберг, 1962).

Различие характеристик глубинного разлома на отдельных участках видимо определяется значительным погружением фундамента в юго-восточном направлении и резким возрастанием интенсивности соляно-купольной тектоники, либо (Гейман, Коц, 1966; Айзберг, Гапеев, 1966) изменением его амплитуды по поверхности фундамента (уменьшение в западном направлении).

Как видно из приводимого описания, изменение простирания глубинного разлома на всем его протяжении сопровождается значительным изменением характера гравитационного и магнитного полей, отражающих внутреннюю структуру палеозойского фундамента и его гипсометрическое положение. Причем интенсивность аномалий гравитационного и магнитного полей закономерно возрастает на участках северо-западного направления. Плавный характер изменения простирания зоны разлома определяет постепенное нарастание или уменьшение интенсивности аномалий.

Тщательное изучение всех материалов дает возможность выделить в тектоническом строении Карашор-Донгузсыртской зоны разлома ряд закономерностей, позволяющих с достаточной степенью достоверности определить генетическую связь деформаций фундамента и осадочного

чехла в этой зоне с горизонтальными движениями. Прежде всего следует отметить четкую зависимость областей интенсивной складчатости, воздымания и прогибания с пространственным простираем зоны разлома. Участкам северо-западного (320°) простираения соответствуют зоны поднятий; на субширотном отрезке проявляются в основном узкие протяженные зоны прогибов — сочетание, характерное для левостороннего сдвига. Плавный характер изменения простираения разлома сопровождается постепенным переходом зон поднятий в прогибы. Другой важной особенностью зоны разлома является закономерное пространственное положение мелких тектонических нарушений и пликативных дислокаций (третьего порядка) в осадочном чехле, располагающихся эшелонированно под острым углом к общему направлению разлома.

Как известно (Буртман и др., 1963; Муди, Хилл, 1960; Пейве, 1956, 1960; Суворов, 1964) сдвиговый характер разломов четко устанавливается непосредственными полевыми наблюдениями на «открытых» территориях в областях интенсивной складчатости по смещению геологических тел, горизонтальной штриховке на плоскостях разрывов и т. п. Интенсивные горизонтальные движения вдоль отдельных разломов или зон разломов сопровождаются переработкой более древней структуры и возникновением своеобразного закономерного комплекса деформаций в самой зоне разлома и на прилегающих участках. Для «закрытых», погребенных разломов сдвиговый характер также устанавливается по комплексу критериев. Обычно над разломом располагается система кулисообразно расположенных антиклинальных структур, осложненных сериями мелких тектонических нарушений, различной ориентировки и морфологии. В зависимости от направления сдвига в расположении антиклинальных структур наблюдается левая или правая кулисообразность. Структуры в общем располагаются под острым углом к общему направлению разлома.

Для большинства установленных сдвиговых разломов весьма характерно развитие зон сжатия и растяжения, располагающихся в зависимости от отклонения плоскости сместителя разлома в правую или левую сторону от основного направления смещения. Для левостороннего сдвига отклонение сместителя в правую сторону сопровождается развитием зоны сжатия, в левую — зоны растяжения. Кулисообразное расположение отдельных нарушений дает аналогичную картину.

Зоны сжатия в процессе формирования обычно испытывают воздымание и проявляются в виде антиклинорий и широких валов, осложненных взбросами и надвигами. Им обычно соответствуют области значительного сокращения мощностей осадков и разрывов. С зонами сжатия часто бывают связаны проявления магматизма.

Зоны растяжения характеризуются развитием конседиментных впадин и прогибов, заполненных грубым обломочным материалом. При растяжении, распределенном по большой площади, образуются впадины, не ограниченные четкими разломами, шириной до 50 км (Суворов, 1964). В этих впадинах развиваются структуры растяжения типа грабен-синклиналей и горст-антиклиналей. Часто сдвигание происходит не по одной плоскости, а рассредоточивается в широкой зоне. В таких зонах осадочные породы испытывают продольное растяжение, вследствие чего внутри зоны кулисообразно располагаются структуры растяжения, а вся зона в целом испытывает боковое сжатие и воздымается над окружающим пространством.

Таким образом, в областях сжатия и растяжения, связанных со сдвиговыми разломами, возникают характерные комплексы структур, закономерно связанные друг с другом. Характер сочетания различных по морфологии и ориентировке, но генетически связанных между собою структур позволяет установить направление горизонтального движения, а их амплитуды — величину сдвига.

На северо-западном окончании Карашор-Донгузсыртского разлома выделяется система дислокаций Карашорского валообразного поднятия и Дуесычан-Модарского выступа. Карашорский вал представляет собой линейно вытянутое с северо-запада на юго-восток горстообразное поднятие протяженностью 260 км при ширине 50—60 км, осложненное системой кулисообразно расположенных поднятий. В восточном борту вала на юге обнажаются отложения верхнемелового, а на севере — альбского возраста. Неогеновые отложения (сармат) в пределах вала залегают с резким угловым несогласием на различных горизонтах мелового комплекса. Юго-западное и северо-восточное крылья осложнены крупными субпараллельными нарушениями, которые в неогеновых отложениях фиксируются в виде крутых флексур.

Мощность осадочного чехла в пределах осевой части Карашорского вала по геофизическим данным составляет 1500—2000 м (Годин, 1961). В его строении принимают участие осадки неогенового, мелового, юрского и, возможно, пермо-триасового комплекса. Помимо указанных выше несогласий в разрезе по материалам скважин, пробуренных на крыльях Северо-Карашорской структуры отмечается резкое несогласие между меловым и юрским комплексом (неокомские отложения залегают на размытой поверхности оксфордских известняков).

Как уже отмечалось, в пределах вала выделяется несколько кулисообразно расположенных антиклинальных складок (Южно-Карашорская, Северо-Карашорская, Гокленкуюсинская, Кулантакырская, Айгынышская, Ходжинская), ориентированных параллельно общему простиранию. Все структуры имеют брахиантиклинальную форму, их размеры 30—35×12—17 км. Углы падения крыльев не превышают нескольких градусов. Исключение составляет Северо-Карашорское поднятие, имеющее значительные размеры (70×20 км). Однако вполне вероятно, что эта структура состоит из нескольких складок.

Южнее Карашорского поднятия разлом постепенно поворачивает в восточном направлении. В фундаменте он фиксируется в виде системы приподнятых блоков, ограниченных разломами, ориентированных в северо-западном направлении. В осадочном чехле зона разлома представляет собой флексуобразный изгиб пластов, осложненный мелкими структурами и террасами. По кровле неокомских известняков флексура переходит в нарушение с амплитудой 100—200 м, имеющее в плане извилистую линию. Крылья разлома осложнены структурными террасами и мелкими антиклинальными складками (рис. 2, а).

На субширотном отрезке Карашор-Донгузсыртского разлома по характеру проявления тектонических деформаций в осадочном чехле отчетливо выделяются два участка: первый характеризуется в общем спокойным моноклинальным погружением всех горизонтов в юго-западном направлении, на фоне которого в отложениях мелового и палеогенового возраста проявляется система кулисообразно расположенных мелких тектонических нарушений и связанных с ними незначительной амплитуды грабенов, структурных носов, антиклиналей и террас. Сдвиговой характер тектонических нарушений отчетливо выделяется при анализе структурной карты кровли неокомских известняков, построенной с использованием материалов МОВ с жесткой привязкой к имеющимся разведочным скважинам опорных и условных сейсмических горизонтов. Тектонические нарушения по линии Ербент — Коюнкуи имеют характерное кулисообразное расположение и группируются в две субпараллельные зоны, имеющие широтное простирание, — Ербентскую и Котлаклы — Коюнкуинскую. Последняя смещена к югу на расстояние около 30 км. Отдельные тектонические нарушения имеют в общем северо-западное простирание и незначительную длину (5—15 км). Каждое последующее к востоку нарушение обычно смещено по сравнению с предыдущими в левую (левая кулищность) сторону. Часто, особенно на

Ербентском участке, нарушения имеют изогнутую форму, окончания их отгибаются в широтном направлении. Левосдвиговый характер тектонических нарушений внутри зон отмечается в смещении изогипс кровли неокомских отложений вдоль линии разрывов, протягивающихся субпараллельно простиранию разлома. На южных концах мелких сдвигов

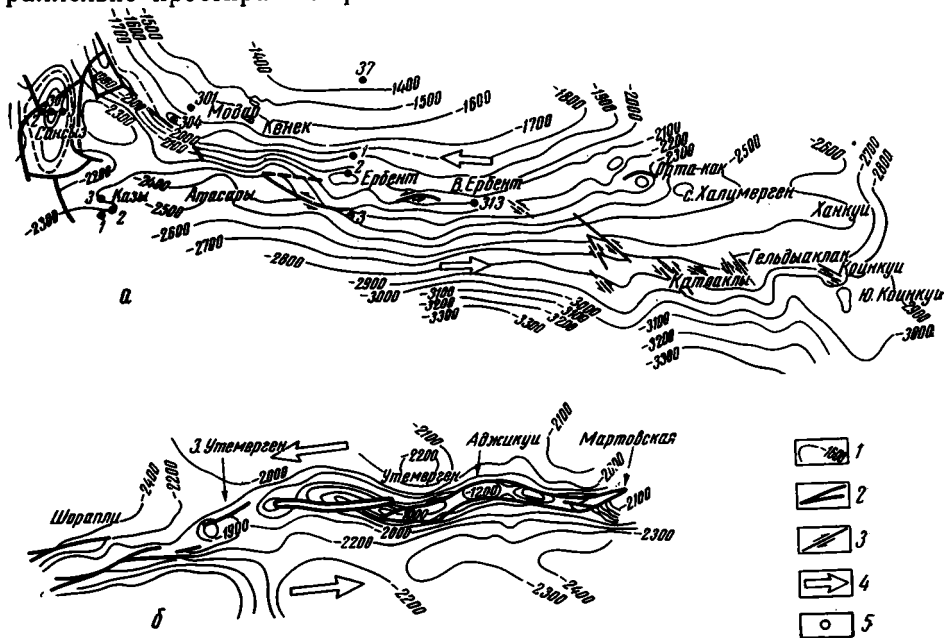


Рис. 2. Структурные карты кровли барремских известняков

а — на участке Модар-Куюнкун; б — на участке Шарापли-Репетек. 1 — изогипсы кровли барремских известняков; 2 — сбросо-сдвиги; 3 — сдвиги; 4 — общее направление сдвига; 5 — скважины

формируются асимметричные структурные носы, на северных — небольшие террасы (Восточно-Ербентская, Котлаклинская, Гельдыоглинская и Куюнкуинская площади). Такое разнородное проявление деформаций поверхности неокома, связанных с мелкими сдвигами, объясняется, видимо, расположением их на участке моноклиально падающих к югу слоев. Причем наиболее отчетливо структурные осложнения отмечаются на участках, где нарушения подходят под большими углами к моноклинали. На профилях, секущих серию нарушений, отмечается система односторонних грабен и горстов. При изгибах плоскости сместителей в ту или иную сторону наблюдаются закономерные структурные осложнения. Отклонение плоскости в правую сторону сопровождается осложнениями типа структурных носов или мелкоамплитудными (25—35 м) брахиантиклинальными складками (Ербент — Модар). На концах нарушений отмечается резкий изгиб поверхности неокомских отложений, соответствующий левосдвиговым деформациям. Для западных отрезков характерны отклонения плоскости сместителя в левую сторону, сопровождаемые разряжением изогипс, уменьшением угла наклона моноклинали, террасовидными осложнениями ее (Атасаранский участок).

По формам проявления в структуре осадочного чехла восточная часть субширотного отрезка Карашор-Донгузсыртского разлома значительно отличается от Ербент-Чешминского участка (рис. 2, б). Мощный комплекс осадочных отложений, включающий значительную толщу киммеридж-титонских солей, обуславливает своеобразное проявление в этом районе сдвиговой тектоники. Характерной особенностью данной зоны является широкое развитие в узкой зоне разлома соляных структур.

Соляные диапиры здесь имеют своеобразные линейные формы, что, по нашему мнению, свидетельствует об их связи с разрывными нарушениями сдвигового характера на глубине. Классические формы соляного диапиризма здесь отсутствуют, и концентрация соли происходит в виде соляного барьера, вытянутого вдоль глубинного разлома на несколько сот километров.

Этот вывод подтверждается сейсморазведочными работами на Репетек-Чешминском участке. Исследованиями устанавливается резкое несоответствие нарушений в подсолевой и надсолевой толщах.

Разлом в фундаменте имеет значительную вертикальную амплитуду от нескольких сот метров до нескольких километров и имеет видимо прямолинейный характер. В подсолевом комплексе деформации распределяются по двум основным направлениям (СЗ—300° и СВ 45—60°), располагающимся под острым углом к основному простиранию разлома. Согласно закону скальвающих напряжений, эти два направления должны иметь различный характер (скальвание и отрыв), обуславливающий проявление различного типа дизъюнктивных нарушений. Такое распределение напряжений в подсолевых отложениях, обусловленное сдвиговым характером разлома, определяет характерную синусоидальную конфигурацию поднятий и тектонических нарушений в подсолевом комплексе и различную интенсивность проявления соляной тектоники на участках различного простирания. Левосдвиговый характер деформаций в исследуемом районе подтверждается более резкой выраженностью структур на отрезках северо-западного простирания и смещением осей складок в левую сторону при пересечении их нарушениями в надсолевом комплексе.

Возникновение соляного барьера вдоль зоны глубинного разлома определяется кулисообразным расположением мелких сдвигов в подсолевых отложениях, рассредоточением сдвиговых перемещений в сравнительно широкой зоне. Как известно, подобные зоны испытывают продольное растяжение и интенсивное боковое сжатие. Наличие в разрезе мощных толщ пластических осадков создает благоприятные условия для проявления интенсивной соляной тектоники, имеющей в отличие от классических форм соляного диапиризма линейный характер. Пространственное положение и конфигурация линейных диапиров определяется положением тектонических нарушений в подстилающих отложениях.

По степени дислоцированности локальных складок и проявлению соляной тектоники Чешме-Донгузсыртский участок можно разделить на две группы складок Чешме-Репетекскую и Репетек-Келифскую (Айзберг, Амурский, 1962). Первая располагается в западной части участка, имеет субширотное простирание и приурочена к зоне затухающей активности соляной тектоники и относительно слабо выраженной расчлененности фундамента. Вторая занимает восточную часть зоны дислокаций и характеризуется северо-западным простиранием, резко выраженным проявлением соляной тектоники и разрывных нарушений, сложной структурой фундамента.

В надсолевых отложениях Чешме-Репетекская группа складок представляет собой линейно вытянутое в субширотном направлении валообразное поднятие, осложненное системой кулисообразно расположенных нарушений и расчлененные на отдельные локальные структуры: Чешминская, Келийская, Северо-Байрамалийская, Западно-Утемергенская; Утемергенская, Аджикуинская, Мартовская, Репетекская. По кровле неоконских отложений высота структур по отношению к прилегающим прогибам составляют 1000—1400 м. Углы падения слоев на крыльях обычно до 10°, но иногда увеличиваются до 13—15°. На отрезке, имеющем простирание ближе к северо-западному, выделяется несколько диапировых и криптодиапировых структур (Репетекская, Южно-Репетекская, Караметниязская, Шальгеричская и Донгузсыртская). Характер

ным для этого участка является значительная нарушенность надсолевого комплекса, а на двух последних складках соляно-гипсовые отложения выходят на поверхность. Крутизна крыльев складок достигает значительной величины (до 50—87°). Складки имеют вытянутую форму. Длина их обычно до 20 км, ширина 6—8 км.

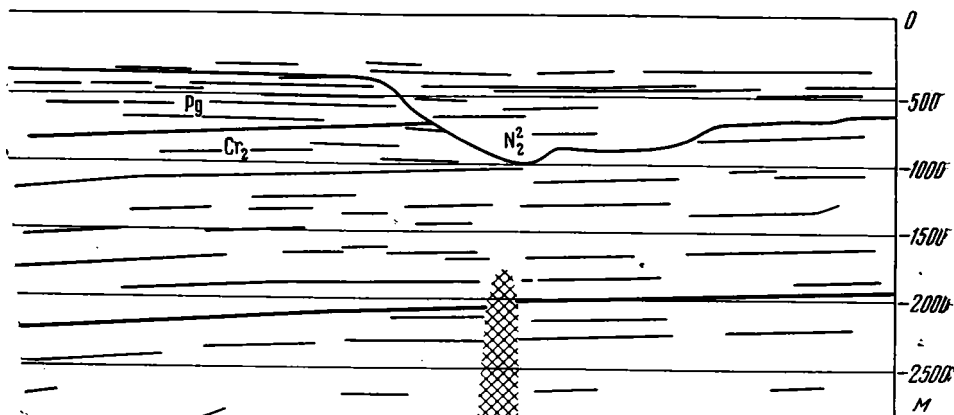


Рис. 3. Сейсмо-геологический профиль Восточно-Ербентского участка

В общих чертах формирование состава и мощности осадочных отложений контролируется региональными структурными факторами; существованием длительно развивающейся к югу и юго-востоку обширной зоны прогибания, что обуславливает постепенное нарастание мощности и изменение состава отложений в этом направлении. Однако в узкой зоне Карашор-Донгузсыртского разлома мезо-кайнозойские отложения в некоторых интервалах разреза обладают рядом специфических черт, обусловленных, на наш взгляд, сдвиговым характером движений. Наиболее контрастно эти различия в строении разреза проявляются на субширотном отрезке разлома на участке Ербент — Репетек.

Вдоль субширотного отрезка Карашор-Донгузсыртского разлома здесь прослеживается узкая полоса резко повышенной мощности плиоценовых отложений. Впервые с подобными аномальными условиями залегания плиоценовых отложений столкнулись при бурении структурных скважин в районе пос. Ербент. М. К. Мирзапанов (1962) обнаружил в этом районе крупный неогеновый размыв. Регионально распространенные в Центральной Туркмении морские миоценовые и палеогеновые отложения здесь полностью отсутствуют. Как отмечает А. Г. Блискавка (1963), в районе пос. Ербент имеет место глубокий эрозионный врез, выполненный континентальными грубообломочными отложениями, выделяемыми в ербентскую свиту, вверх по разрезу постепенно переходящую в морские отложения ачкагыла.

А. Н. Айнемер и др. (1963) проследили его к юго-востоку от пос. Ербент до колодца Чешме.

Аналогичный характер залегания плиоценовых отложений был обнаружен и на территории Юго-Восточной Туркмении, на участке Чешме — Репетек.

В пределах этой узкой зоны, протягивающейся в субширотном направлении на огромном расстоянии, узкая эрозионная долина четко фиксируется как по результатам структурного бурения, так и по материалам сейсморазведки МОВ (рис. 3). Эрозионная долина имеет резко асимметричное строение: крутизна южного борта вреза достигает на участке Ербент 1,5—3°, северный борт сравнительно пологий (до 1°) и имеет террасовидное строение. Ширина этой долины около 50 км. Как установлено нами, к западу от Ербентского участка полоса аномального залегания плиоценовых отложений плавно отгибается к югу, в сторону

от глубинного разлома. Западнее Атасарынской структуры, на Казинской площади, бурением также установлено наличие глубокого эрозионного вреза. Наиболее глубокая часть его зафиксирована в скв. 3, где плиоценовые отложения залегают на размытой поверхности сantonских мергелей. Скважины, расположенные южнее, вскрывают под комплексом плиоцен-четвертичных все более молодые отложения (скв. 3 — маастрихт, скв. 2 — палеоцен).

Далее к западу аналогичная картина обнаруживается в районе так называемого Кизыларватского выступа у оз. Ясхан (Левшин, Фартуков, 1963) и трассируется через Межбалханский коридор в Западно-Туркменскую впадину.

К ербентской свите относится песчано-глинистая толща пород, максимальной мощностью до 360 м. В районе Ербент наибольшая мощность свиты составляет 230 м.

Как указано выше, ербентская свита выполняет лишь наиболее глубокие участки вреза. Залегание нижних слоев ербентской свиты у основания вреза носит характер облегания неровностей дна, а верхние слои залегают практически горизонтально.

Большая часть эрозионной ложбины выполнена терригенной толщей акчагыльских образований песчано-глинистого состава. Верхние пачки акчагыльских отложений имеют повсеместное распространение, тогда как нижняя двухсотметровая часть выполняет лишь осевую часть эрозионной долины.

В восточной части Карашор-Донгузсыртского разлома, так же как и на участке Ербент, выделяется аналогичный комплекс осадков ербентской свиты и акчагыла. Простираение эрозионной долины на участке Шарапли—Репетек полностью соответствует общему направлению разлома. По материалам сейсмических работ и результатам бурения, плиоценовые отложения в осевой части долины залегают на размытой поверхности ниже- и верхнемеловых отложений. Строение плиоценовых отложений в этом районе в значительной степени осложнено наличием интенсивной соляной тектоники (антиклинальные изгибы плиоценовых отложений).

Аналогичным образом залегают в зоне Карашор-Донгузсыртского разлома и палеогеновые отложения.

Ю. В. Тимофеевым (1966) в районе колодца Чешме описано залегание отложений белоглинского горизонта в зоне разлома на размытой поверхности разновозрастных осадков палеогена и верхнего мела. Стратиграфические аналоги белоглинского горизонта, залегающие за пределами зоны разлома согласно на кумских отложениях, на глубине 150—250 м, к осевой части зоны погружаются до 800 м, перекрывая все более древние горизонты. В основании белоглинского горизонта в осевой части долины отмечаются галька пород эоцен-верхнемелового возраста. Мощность белоглинского горизонта составляет в среднем 20 м, достигая в осевой части зоны 60 м.

На ербентском участке, несколько севернее осевой линии плиоценового вреза, по материалам структурного бурения выявлено аномальное залегание верхнекампанских отложений (Блискавка и др., 1964). В осевой части эрозионной долины кампанские отложения залегают на нижнем сеномане. К северу и к югу в разрезе появляются верхнесеноманские и туронские отложения. Мощность кампана в осевой части достигает 180 м. К северу и к югу на расстоянии до 15 км в обе стороны она сокращается до 70—80 м. Простираение кампанского вреза субпараллельно плиоценовому.

В восточной части Карашор-Донгузсыртского разлома, на участке Шарапли—Донгузсырт, по материалам глубокого бурения и сейсморазведки отмечается значительное увеличение мощности верхнеюрской (титон) соленосной гаурдакской толщи.

Большинство исследователей этого района объясняло это увеличение лишь перетоком солей из сопровождающих прогибов, обусловленное интенсивным проявлением соляного диапиризма (Айзберг, Амурский, 1962).

Однако увеличение мощности гаурдакской свиты отмечается не только в узкой зоне развития соляно-купольных структур. На сейсмических профилях, пересекающих всю зону (Учаджи—Утемерген) наблюдается постепенное нарастание мощности гаурдакской толщи от крыльев сопровождающих прогибов к центру зоны. Кроме того, как отмечает М. Ф. Мирхамидов (1965, 1966), отчетливо выявляется слоистая структура отложений гаурдакской свиты не только в области сопровождающих прогибов, но и в крыльях типичных криптодиапиров (Мартовская, Репетек), где мощности значительно увеличены.

В. Я. Соколов по результатам бурения на площади Репетек отмечает, что верхние части гаурдакской свиты в крыльях диапира не несут следов течения и стандартный каротаж позволяет уверенно коррелировать даже отдельные маломощные прослои внутри ее. А. А. Николаев, анализируя условия залегания и мощность соленосной гаурдакской свиты, приходит к выводу, что пластическую деформацию испытала лишь ее нижняя часть в пределах узкой осевой зоны. Таким образом, значительная роль в увеличении мощности гаурдакской свиты принадлежит также конседиментному прогибанию всей зоны. Этот вывод нам кажется вполне вероятным, если учесть, что подобное увеличение мощности обнаруживается на субширотном отрезке зоны разлома и по другим интервалам разреза.

Как уже отмечалось выше, характер строения разреза на северо-западном отрезке зоны разлома иной. Здесь значительно сокращены мощности осадочного чехла, присутствует большое количество размывов. Так, на Модарской структуре, имеющей незначительную амплитуду и расположенной на юго-западном погружении Центрально-Каракумского свода, отмечается полное отсутствие юрских отложений, тогда как к северо-востоку и юго-западу от нее этот комплекс имеет значительную мощность. На этой площади отложения неокома, имеющие в своем составе значительное количество грубообломочного материала, залегают на палеозойском основании. Аналогичное строение разреза характерно и для Карашорского валообразного поднятия. Глубина залегания палеозойского фундамента здесь, по расчетным данным, составляет 2—2,5 км, тогда как в прилегающих Уртаганском и Верхне-Узбойском прогибах она достигает 3500—4000 м. Таким образом, здесь также отмечается значительное сокращение мощности осадочного комплекса. Кроме того, в скважинах, пробуренных на крыльях Северо-Карашорского вала, отмечен резкий размыв и угловое несогласие между отложениями мела и юры.

Приведенные выше материалы показывают различие в строении осадочного комплекса на участках различного простирания разлома. Для субширотного направления характерно значительное увеличение мощностей отдельных интервалов разреза, тогда как для участков северо-западного простирания отмечается сокращение мощности всего осадочного комплекса и выпадение из разреза отдельных его частей. Показательным является также совпадение простирания эрозионных долин с субширотными отрезками разлома, тогда как с изменением простираний разлома на северо-западные эрозионная долина отклоняется в юго-западном направлении. Все эти особенности строения зоны разлома на различно простираниях участков указывают на его сдвиговую природу. Расположение зон сжатия на участках северо-западного простирания и зон растяжения на субширотном отрезке разлома характерно для длительно развивающегося левостороннего сдвига.

Таким образом, левосдвиговый характер Карашор-Донгузсыртского разлома устанавливается как по характерным структурным рисункам,

так и по условиям формирования комплекса отложений, связанных с движениями вдоль сдвиговой зоны. Что касается амплитуды смещения, то здесь вопрос остается открытым. Длительное, конседиментное развитие зоны разлома не позволяет устанавливать его амплитуду по непосредственному смещению литостратиграфических зон или же геофизическими методами. Мелкие сдвиговые нарушения, располагающиеся под острым углом к основному направлению, имеют обычно незначительную амплитуду, 1—2 км (это хорошо видно, на участке Утемергенской структуры и на отрезке Ербент-Чешме). Учитывая поднятие зоны сжатия на

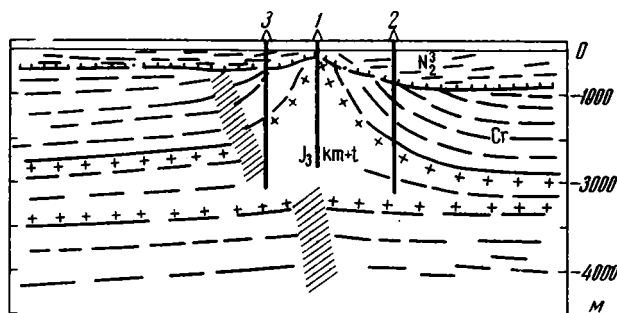


Рис. 4. Сейсмо-геологический профиль Репетекского участка

1,5—2 км и суммарную амплитуду мелких сдвигов, можно думать, что возможная амплитуда сдвига достигала нескольких десятков километров. Кроме того, можно попытаться установить амплитуду разлома по смещению тектонических зон, простирающихся в меридиональном направлении. В восточной части Карашор-Донгузсыртского разлома в районе Байрам-Али к нему почти под прямым углом подходит глубинный разлом, протягивающийся в субмеридиональном направлении вдоль долины р. Мургаб более чем на 300 км. Он устанавливается по характеру поля силы тяжести, а в осадочном чехле проявляется в виде меридионального валообразного поднятия значительной амплитуды (Байрамалийский вал). В северном крыле Донгузсыртского разлома он не проявляется. Однако примерно в 50 км к востоку от Байрамалийского вала обнаруживается аналогичная субмеридиональная полоса крупных антиклинальных структур, объединяющихся в единый Восточно-Унгузский вал.

Можно предположить, что описанные системы субмеридионального простирания являются разорванными звеньями единого в прошлом структурного элемента. Таким образом, возможная амплитуда сдвига определяется величиной 50 км. Указанная величина оказывается близкой смещению, устанавливаемому по анализу мощностей и суммарной амплитуде мелких сдвигов.

Как видно из изложенного, история движений по Карашор-Донгузсыртскому разлому отчетливо фиксируется в осадках, особенно на участках субширотного простирания. Обнаруженные аномальные условия залегания отложений в ряде интервалов разреза по всей зоне указывают на прерывистый и кратковременный характер движений.

В развитии Карашор-Донгузсыртской сдвиговой зоны, исходя из анализа условий накопления отложений, можно выделить пять основных наиболее интенсивных этапов.

Четкое отражение зоны разлома в естественных геофизических полях, как отмечал еще Ю. Н. Годин (1960, 1961), связано с внутренней структурой палеозойского фундамента, что указывает на древнее заложение разлома. Интенсивные движения этой зоны, отразившиеся в комплексе интрузивных пород палеозойского фундамента, проявились, по-

видимому, не позднее верхнепалеозойского времени. В последующем движения по разлому достоверно фиксируются для верхнеюрского (преднеокомского) времени выпадением из разреза юрских отложений на участке зоны сжатия (Карашор, Модар) или же увеличением мощности гаурдакской свиты (Чешме — Репетек).

На протяжении раннемелового и сеноман-туронского времени исследуемая территория испытывала медленное опускание, на фоне которого происходили незначительные эпейрогенические колебания. В коньяк-кампанское время на субширотном отрезке Карашор-Донгузсыртского разлома сдвиговые перемещения фиксируются образованием верхнекампанской эрозионной долины, с накоплением значительно увеличенной мощности верхнекампанских отложений, выпадением нижнего сенона на одних участках и увеличением его мощности в других. В последующем движения по разлому отчетливо проявляются в конце верхнего эоцена и в начале акчагыла.

Рассматривая размещение нефтегазовых месторождений в пределах восточной Туркмении, нельзя не отметить их явную приуроченность к системам региональных разломов, одной из которых является рассматриваемая нами зона Карашор-Донгузсыртского сдвига. Так, на участках Шарапли, Северо-Байрамали, Кели уже получены притоки газа и нефти из отложений неокомского возраста (готерив). Положительные признаки обнаруживаются и на других участках разлома. В районе Ербента, Модара отмечено значительное количество растворенного газа метанового состава из отложений мелового комплекса.

Аналогичные закономерности устанавливаются и для месторождений нефти и газа, приуроченных к Южно-Мангышлакской зоне разлома, на сдвиговый характер которой указывают ряд авторов (Успенская и др., 1967). Характер размещения структур, приуроченных к этому разлому, в значительной степени совпадает с их закономерностями, установленными для Карашор-Донгузсыртской зоны сдвига. Значительным препятствием, снижающим эффективность поисков новых месторождений, является отсутствие на субширотном отрезке зоны к востоку от Келийской площади структур, имеющих амплитуду выше 25—30 м.

Однако необходимо иметь в виду значительную литологическую изменчивость нижней части меловых и верхнеюрских отложений в описываемой зоне, что может способствовать образованию крупных залежей нефти и газа, даже при условии нахождения незначительных структурных осложнений моноклинали. Примеры подобного несоответствия величины залежи и размеров структуры уже имеются на юго-восточном склоне Центрально-Каракумского сводового поднятия (Хуснутдинов, 1967). Таким образом, целесообразность продолжения поисковых работ на субширотном отрезке не вызывает сомнений.

В связи со специфическим характером развития Карашор-Донгузсыртского разлома нами выделяется другой перспективный район — район Карашорского вала. Как показывает анализ геолого-геофизических материалов, развитие северо-западного участка разлома здесь привело к формированию крупных антиклинальных поднятий. Одним из важных обстоятельств, позволяющих относить этот район к весьма перспективному, является, кроме того, длительность, и если так можно выразиться, однонаправленность тектонических движений. Длительность формирования структур значительно расширяет временно интервал образования возможных залежей, а однонаправленность процесса способствует их сохранению.

Литература

- Айзберг Р. Е., Амурский Г. И. Современный структурный план зоны Репетекского глубинного разлома. Геол. нефти и газа, № 3, 1962.
- Айнемер А. А., Желубовская Н. Ю., Лихачева А. А., Саперсон Э. И. Стратиграфическое расчленение и литологическая характеристика разреза структурно-профильной скважины, пробуренной у колодца Чешме (Низменные Каракумы). Тр. Всес. н.-и. геол. ин-та, вып. 14, Гостоптехиздат, 1963.

- Айзберг Р. Е., Гапеев. Репетек-Чешминская зона. Сб. «Геология и нефтегазоносность Восточной Туркмении», Изд-во «Недра», 1966.
- Амурский Г. И., Борисов А. А. Проявление региональных разломов в осадочном чехле территории Туркмении. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 9, 1964.
- Амурский Г. И. Тектоника Туркмении и сопредельных с ней территорий. Сб. «Тектоника Туркмении», Изд-во «Наука», 1966.
- Блисковка А. Г. Ербентский эрозийный врез. Тр. Всес. н.-и. геол. ин-та, вып. 14, Гостоптехиздат, 1963.
- Блисковка А. Г., Морозов Г. Н., Рубан В. Е., Семенов А. Ф., Фартуков М. М. Ербентский верхнесенонский врез. Тр. Гос. произв. геол. комитета, вып. 2, Ашхабад, 1964.
- Буртман В. С., Лукьянов А. В., Пейве А. В., Руженцев С. В. Горизонтальные перемещения по разломам и некоторые методы их изучения. Тр. Геол. ин-та, вып. 80, Изд-во «Наука», 1963.
- Гейман М. Б., Коц В. Г. Геологическое истолкование гравитационных и магнитных аномалий Восточной Туркмении. Сб. «Геология и нефтегазоносность Восточной Туркмении», Изд-во «Недра», 1966.
- Глазунова А. С. Выделение и трассирование разломов по аэромагнитным данным в некоторых районах Средней Азии. Сб. «Глубинные разломы», Изд-во «Недра», 1964.
- Глазунова А. С., Голуб Д. П., Макарова З. А. Некоторые вопросы методики интерпретации аэромагнитных данных для изучения глубинного строения территории Запада Средней Азии. Тр. Всес. н.-и. геол. ин-та, вып. 2, Гостоптехиздат, 1961.
- Годин Ю. Н. Основные черты региональной тектоники Туркмении по данным геофизических исследований. Изв. АН ТуркмССР. Сер. физ., техн., хим. и геол. наук, № 4, 1960.
- Годин Ю. Н. Глубинное геологическое строение Юго-Восточной Туркмении по данным региональных сейсмических исследований. Изв. АН ТуркмССР. Сер. физ., техн., хим., и геол. наук, № 6, 1960.
- Годин Ю. Н. Тектоника и перспективы нефтегазоносности Туркмении. Изд-во АН ТуркмССР, Ашхабад, 1961.
- Годин Ю. Н., Луплов Н. П., Сытин Ю. И., Чихачев П. К. Основные особенности тектонического строения территории Туркменской ССР. Сов. Геология, № 1, 1958.
- Дикенштейн Г. Х. Тектоника и нефтегазоносность западных районов Средней Азии. Гостоптехиздат, 1963.
- Левшин Б. А., Фартуков М. М. Верхнемеловые отложения Кызыларватского структурного выступа. Новости нефт. и газ. техн., № 3, 1963.
- Мирзаханов М. К. Геологическое строение Предкопетдагского прогиба и зоны сочленения прогиба с Каракумской платформы по данным структурно-профильного бурения. Тр. Компл. южн. геол. экспедиции, вып. 8, Гостоптехиздат, 1962.
- Мирхамидов Ф. М. Механизм формирования линейных структур Репетекской и Мургабской зон региональных разломов. Изв. АН ТуркмССР. Сер. физ. техн., хим. и геол. наук, № 6, 1965.
- Мирхамидов Ф. М. О разрывных нарушениях Репетек-Чешминской зоны поднятий. Сб. «Тектоника Туркмении и сопредельных территорий», Изд-во «Наука», 1966.
- Муди Дж. Д., Хилл М. Дж. Сдвиговая тектоника. Сб. «Вопросы современной зарубежной тектоники», Изд-во иностр. лит., 1960.
- Пейве А. В. Общая характеристика, классификация и пространственное расположение глубинных разломов. Главнейшие типы глубинных разломов. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 1, 1956.
- Пейве А. В. Разломы и их роль в строении и развитии земной коры. В кн. «Структура земной коры и деформации горных пород». Междунар. геол. конгресс, XXI сес. Докл. сов. геол. Пробл. 18, Изд-во АН СССР, 1960.
- Семенович В. В. Разрывные нарушения Каракумской платформы и смежных тектонических районов. Сов. геология, № 5, 1964.
- Суворов А. И. Основные типы крупных разломов Казахстана и Средней Азии. Сб. «Глубинные разломы», Изд-во «Недра», 1964.
- Тимофеев Ю. А. Особенности строения палеогеновых и неогеновых отложений зоны Донгузырт-Ербентского глубинного разлома. Изв. АН ТуркмССР. Сер. физ., техн., хим. и геол. наук, № 4, 1966.
- Успенская Н. Ю., Тарханов М. И., Мокринский В. В. О тектонических связях структурных элементов Скифской и Туранской платформ в пределах Северного Прикаспия. Сов. геология, № 1, 1967.
- Хуснутдинов З. Б. Литологически экранированные залежи газа на юго-восточном склоне Зеагли-Дарвазинского поднятия в Центральных Каракумах. Нефт. и газ. промышленность Ср. Азии, № 2, 1967.

Туркменская
геолого-геофизическая экспедиция
Ашхабад

Статья поступила
18 июля 1967 г.

УДК 551.243 (575.4)

В. Н. КРЫМУС, В. И. ЛЫКОВ**ХАРАКТЕР СОЧЛЕНЕНИЯ ЭПИГЕРЦИНСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И АЛЬПИЙСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА НА ЮГЕ ТУРКМЕНИИ**

Рассмотрены строение и развитие зоны сочленения альпийского складчатого пояса и эпигерцинской платформы на юге Туркмении. Особое внимание уделено связи структур мезо-кайнозойского осадочного чехла с характером развития глубинных разломов. Сделаны выводы о роли конкретных глубинных разломов в формировании структурного плана и размещении полезных ископаемых.

Проведенные в последнее десятилетие на юге Туркмении работы по составлению среднemasштабных геологических карт, а также комплекс геофизических исследований (гравиметрическая и аэромагнитная съемки, сейсмологическое профилирование) в значительной степени меняют изложенные в работах П. И. Калугина (1956), В. Н. Огнева (1937), И. А. Резанова (1959) и укоренившиеся среди геологов представления о структуре Копетдага, характере его развития и сочленения с Каракумской платформой.

Наиболее существенным было выявление глубинных разломов (систем разломов), с которыми тесно связаны строение мезо-кайнозойского чехла, сейсмичность, а также комплекс полезных ископаемых.

Данная статья содержит краткую информацию о результатах комплексных исследований, проведенных на территории Копетдага в последнее десятилетие, и их анализ.

Копетдаг сложен мощной толщей мезо-кайнозойских осадочных пород, смятых в складки и разорванных дизъюнктивами в новейшую фазу альпийского тектогенеза. На его территории, в пределах СССР, обнажаются отложения, начиная с верхнеюрских до современных включительно, суммарной мощностью до 10 000 м.

По характеру структуры мезо-кайнозойского осадочного чехла в пределах Копетдага четко выделяются (рис. 1): зона передовых дислокаций (зона Передового глубинного разлома), погруженная зона внутренних складок и приподнятая зона внутренних складок.

Зона передовых дислокаций (I) построена наиболее сложно. Здесь развиты разнообразные разломы и не менее разнообразные складчатые структуры. Последние представлены двумя типами складок, различающихся по времени формирования, строению и пространственному положению.

Складки первого типа коробчатые. Они простираются с юго-востока на северо-запад, составляя прямолинейную антиклинальную цепь, в которой обнажены наиболее древние отложения советской части Копетдага. По времени возникновения и формирования эти антиклиналы являются позднепалеогеновыми — раннеогеновыми.

Аэромагнитные и гравиметрические исследования в зоне передовых дислокаций фиксируют в домезозойском основании глубинный разлом, простираение которого совпадает с цепью коробчатых антиклиналей. В магнитном поле этот разлом выражается положительными аномалиями.

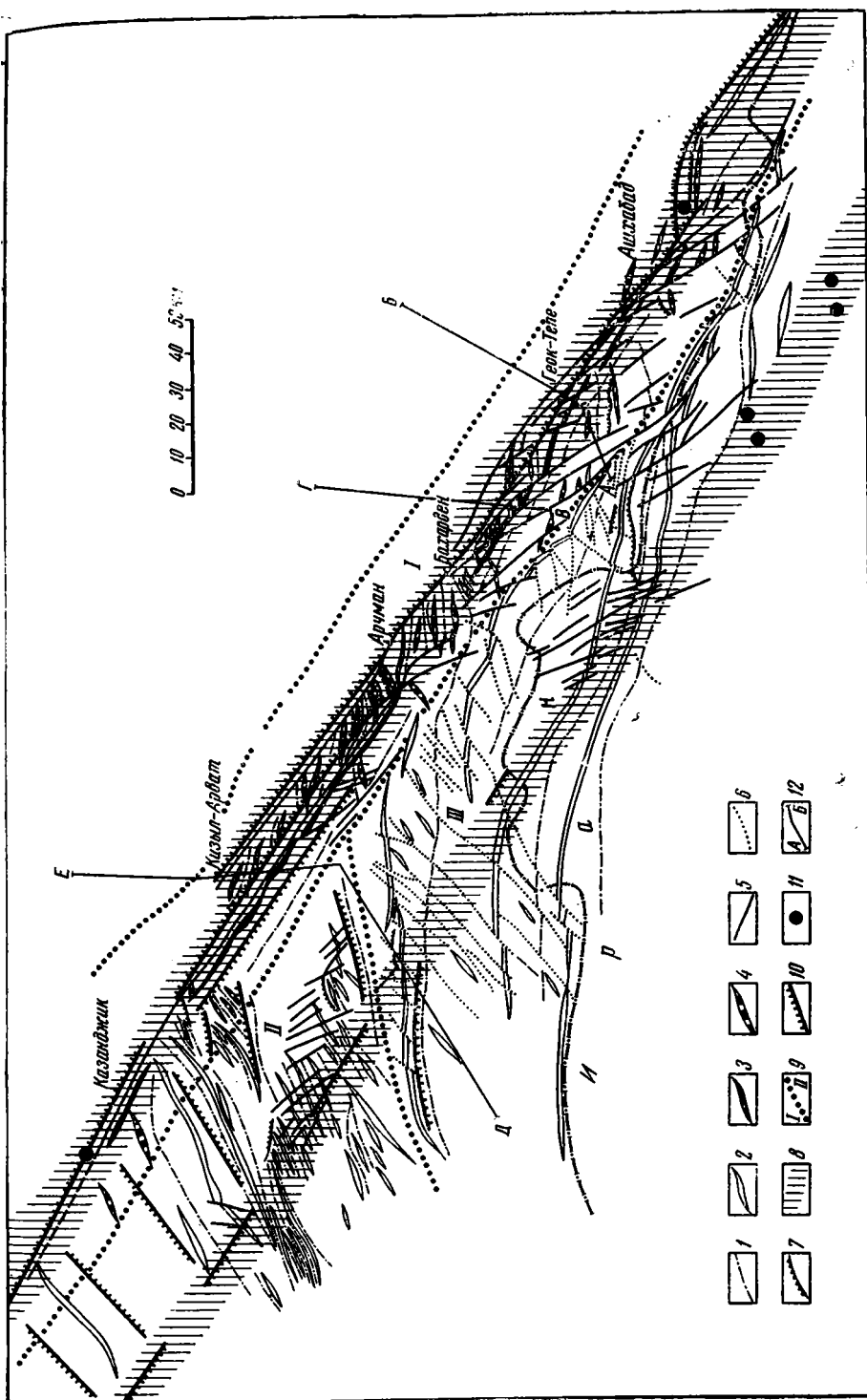


Рис. 1. Тектоническая схема Копетдага

А. Структуры мезо-кайнозойского осадочного чехла: 1 — оси синклиналей; 2 — оси антиклиналей; 3 — оси штамповых надрезанных антиклиналей в зоне передовых дислокаций; 4 — оси присдвиговых антиклиналей в зоне передовых дислокаций; 5 — правые вбросо-сдвиги; 6 — левые вбросо-сдвиги; 7 — надыги; 8 — структуры глубокого заложения; 9 — глубинные разломы (системы разломов в домезозойском основании); В. Прочие обозначения: 9 — границы тектонических зон (цифры означают: I — зона передовых дислокаций; II — потруженная зона внутренних складок; III — приподнятая зона внутренних складок); 10 — гравиационные градиенты; 11 — эпицентры разрушительных землетрясений (8—10 баллов); 12 — сейсмологические разрезы

ми (Глазунова и др., 1964), а в гравитационном — системой интенсивных градиентов северо-западного простирания (Амурский и др., 1966). Сейсмологические исследования, проведенные станциями «Земля» по трем поперечным пересечениям зоны, дают представления о морфологии глубинного разлома. Зона последнего в домезозойском основании выра-

жена (рис. 2) ступенчатым горстом с максимально приподнятой узкой центральной частью, над которой в мезо-кайнозойском осадочном чехле располагаются коробчатые антиклинали. Такое соотношение структур основания и мезо-кайнозойского осадочного чехла однозначно решает вопрос о природе коробчатых антиклиналей зоны и позволяет их классифицировать как штамповые надразломные складки.

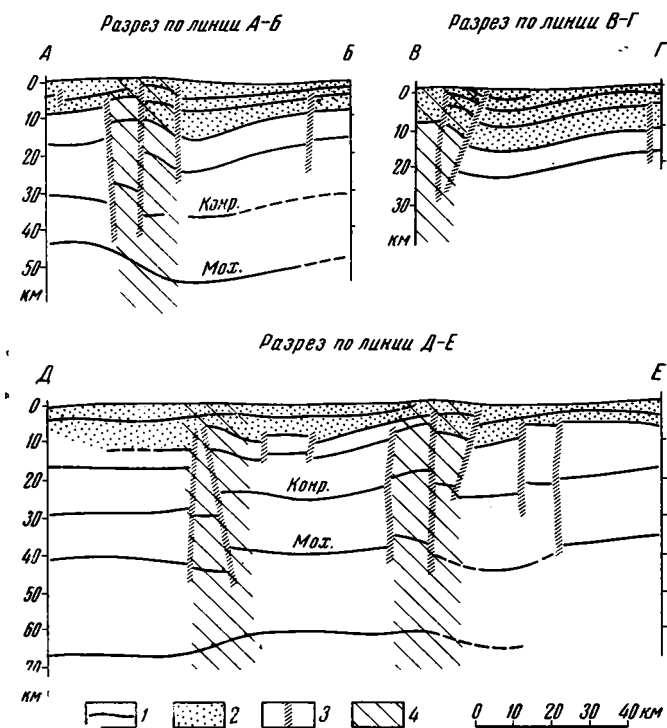


Рис. 2. Сейсмогеологические разрезы

1 — сейсмические горизонты; 2 — мезо-кайнозойский осадочный чехол; 3 — разрывные нарушения, выявленные сейсмологическими исследованиями; 4 — зоны глубинных разломов (систем разломов)

Складки второго типа являются наложенными по отношению к складкам первого типа. Они представляют собой брахиформные структуры субширотного простирания, обычно асимметричные с более крутыми, часто опрокинутыми у антиклиналей северо-западными крыльями. Большинство этих складок приурочено к участкам резкого погружения отмеченных выше надразломных антиклиналей, а также к их северным крыльям. Для складок второго типа устанавливается среднеплиоценовый и лишь для немногих — позднеплиоценовый возраст (Крымус, 1966). Подобно складкам первого типа, они имеют наибольшую амплитуду над центральной частью горстовой структуры и резко затухают по мере удаления к юго-западу или северо-востоку от нее, что также указывает на связь складок второго типа с развитием глубинного разлома. Морфология складок, их эшелонирование, кулисное расположение вдоль зоны глубинного разлома указывают, что возникновение данных складок связано с горизонтальными напряжениями, возникшими в зоне в результате сдвигового смещения вдоль разлома. На сдвиговый характер его указывает и преимущественное развитие здесь среднеплиоценовых правых взбросо-сдвигов с амплитудой горизонтального перемещения до 20 км.

Таким образом, в развитии новейшей складчатой структуры зоны передовых дислокаций выделяются два качественно отличных этапа. Первый этап (позднепалеогеновый — раннеэоценовый) — формирование коробчатых антиклиналей в связи с интенсивным поднятием горстовой структуры (штампа) глубинного разлома. Второй этап (средне- и позднеплиоценовый) — формирование сдвигового комплекса структур

(присдвиговые складки, правые взбросо-сдвиги и др.) — в связи с горизонтальными перемещениями по глубинному разлому.

Следует отметить, что развитие вертикального поднятия приразломной узкой зоны отмечается практически для всей мезозойской истории. На это указывают сокращенные в 1,5—2 раза мощности мезозойских отложений над его горстовой структурой, вплоть до выпадения из разреза некоторых подразделений мела. В зоне передовых дислокаций четко выражен перерыв между подъярусами баррема (Марченко, 1962), вплоть до образования значительных пластов конгломератов. В результате размыва на значительном протяжении зоны сильно сокращены мощности среднего альба. Многие исследователи отмечают трансгрессивное налегание сеномана на аптские отложения в пределах этой зоны на территории Малого Балхана. Помимо этого, есть факты значительного сокращения мощностей отложений с изменением фациального состава.

С северо-востока и юго-запада узкое поднятие цепи коробчатых антиклиналей зоны передовых дислокаций сопровождается линейными структурами прогибания. Северо-восточная структура прогибания, известная в литературе под названием Предкопетдагского прогиба, располагается на участке сочленения альпийской орогенной области с эпигерцинской платформой. В районе ст. Кизыл-Арват она разделена поднятием фундамента на две части — Бами-Ашхабадскую и Казанджикскую депрессию, имеющие несколько различное строение.

Бами-Ашхабадская депрессия состоит из внешнего пологого склона обширного прогиба, сопряженного в непосредственной близости от цепи надразломных антиклиналей с узким линейным приразломным прогибом (Крымус, 1966). Приразломный прогиб представляет собой резко асимметричную синклиналиную структуру северо-западного простирания, у которой юго-западное крутое крыло переработано взбросо-сдвигами. Сейсмологическими и буровыми исследованиями выявлено, что в приразломном прогибе увеличены мощности мезозойских отложений относительно таковых в цепи надразломных антиклиналей. Подобное распределение мощностей мезо-кайнозойских отложений свидетельствует, что формирование приразломного прогиба происходило еще в мезозое, одновременно с развитием надразломного поднятия.

Казанджикская депрессия — это узкая синклиналиная структура асимметричного строения с крутым юго-западным крылом, отделенным от цепи надразломных антиклиналей взбросо-сдвигом. Согласно простиранию депрессии с цепью надразломных антиклиналей, но резко отличное (на 90°) от простирания складчатости внутренних зон Копетдага говорит также о генетической связи Казанджикской депрессии с Передовым глубинным разломом.

Структура прогибания, сопровождающая цепь надразломных антиклиналей с юго-запада, располагается в пределах орогенной области. Она выражается цепью асимметричных синклиналиных складок, разделенных небольшими перемычками. У синклиналей крылья, обращенные к цепи надразломных антиклиналей, крутые, а противоположные — очень пологие. Здесь, как и в Прикопетдагском прогибе, наблюдается полутора- и двухкратное увеличение мощностей некоторых подразделений мезозоя и кайнозоя относительно таковых в надразломных складках. Именно здесь развиты наибольшие мощности сеномана и палеогена, известные в Копетдаге, а сейсмологические исследования указывают на увеличение мощности вообще всей толщи мезо-кайнозоя.

К юго-западу от зоны передовых дислокаций располагаются погруженная и поднятая друг относительно друга зоны внутренних складок Копетдага. Они различаются разновысотным положением зеркала складчатости, ориентировкой складок и временем формирования последних.

Погруженная зона внутренних складок (II) занимает северо-западную часть Копетдага. Здесь с поверхности развиты преимущественно кайнозойские отложения и только в отдельных положительных структурах обнажены мезозойские. По данным гравиметрических исследований, в пределах зоны выделяются два участка (северо-восточный и юго-западный) различающиеся по характеру строения фундамента (Амурский и др., 1966). Эти участки различаются и в структуре мезо-кайнозойского осадочного чехла. У северо-восточного участка зоны строение фундамента блоковое, у юго-западного — монолитное.

Возникновение и интенсивное формирование складок северо-восточного участка совпадает по времени со сдвиговым (среднеплиоценовым) этапом развития Передового глубинного разлома Копетдага. Более того, некоторые из складок продолжают в зону Передового глубинного разлома, где составляют со складками сдвигового комплекса сопряженные складчатые волны, что дает основание связывать их образование с горизонтальными перемещениями по глубинному разлому.

Юго-западный участок погруженной зоны отделен от северо-восточного цепью интенсивных градиентов силы тяжести северо-западного простирания, южнее которых располагается региональный минимум. Данная цепь градиентов, занимающая секущее положение по отношению к простиранию складчатости, интерпретируется как глубинный разлом. Этот разлом находит четкое отражение и в структуре мезо-кайнозойского осадочного чехла. В дальнейшем мы будем называть его Внутрикопетдагским глубинным разломом.

Складчатые структуры на юго-западном участке погруженной зоны имеют большей частью гребневидное строение с тенденцией опрокидывания к северо-западу. Простирание их северо-восточное. Следует отметить, что частота складчатых волн здесь значительно больше, чем на северо-восточном участке, и достигает максимума непосредственно над глубинным разломом. Большинство складок при удалении от Внутрикопетдагского глубинного разлома испытывает резкое затухание. Более протяженные складки при пересечении его зоны испытывают воздымание шарниров, в результате чего на общем фоне развития палеогеновых отложений цепочкой располагаются выходы меловых толщ, трассирующие на поверхности положение глубинного разлома. Кулисообразное эшелонированное расположение складок над глубинным разломом, различная частота складчатых волн в его крыльях указывают на сдвиг по глубинному разлому (правый), происходивший в среднем и позднем плиоцене. На это же указывает комплекс дизъюнктивных нарушений, которые представлены преимущественно правыми взбросо-сдвигами северо-западного простирания. На доминирующую роль правосдвиговых деформаций в новейшую историю развития этой линейно вытянутой зоны указывал Л. М. Расцветаев (1966).

Иной характер развития Внутрикопетдагского глубинного разлома устанавливается для предыдущей мел-палеогеновой истории. В отложениях верхнего мела и палеогена фиксируется конседиментационное поднятие, располагающееся непосредственно над глубинным разломом, который, по сейсмологическим данным, в домезозойском основании выражен односторонним горстом. Здесь наблюдается двух- и полтора кратное сокращение мощностей верхнемеловых и палеогеновых отложений относительно смежных участков, с одновременным резким изменением фациального состава некоторых подразделений.

Приподнятая зона внутренних складок (III) занимает большую часть советского Копетдага и простирается на территорию Ирана. В ее пределах на поверхности обнажаются преимущественно отложения нижнего мела, и только в отдельных синклиналях, сохранились верхнемеловые и кайнозойские породы. Складчатые структуры зоны представлены системой протяженных антиклиналей и синклиналей широтного

простираения, имеющих тенденцию к погружению в западном направлении. Они, как правило, асимметричные, с падением осевых поверхностей к югу, и только на иранской территории складки, располагающиеся в непосредственной близости от Внутрикопетдагского глубинного разлома, имеют падение осевых поверхностей к северу. Крылья многих складок осложнены брахиантиклиналями, совпадающими по простираению со складками погруженной зоны. Дизъюнктивы зоны представлены левыми взбросо-сдвигами северо-восточного простираения с амплитудой горизонтального перемещения до 5 км и небольшими субширотными надвигами. На иранской территории над Внутрикопетдагским глубинным разломом локализованы протяженные (30 км) правые взбросо-сдвиги северо-западного простираения с амплитудой горизонтального перемещения до 1 км. Возникновение и формирование основных складок зоны относятся к предтортонскому времени, что доказывается соответствующими несогласиями. Для дизъюнктивов устанавливается среднеплиоценовый возраст.

Как упоминалось выше, Внутрикопетдагский глубинный разлом прослеживается и в пределах поднятой зоны внутренних складок как на советской, так и на иранской территории. В гравитационном поле он мало заметен на фоне интенсивных локальных положительных и отрицательных аномалий, но по структурным особенностям мезо-кайнозойского осадочного чехла, а также сейсмологическими наблюдениями прослеживается отчетливо. Отсутствие гравитационного эффекта связано с особенностями строения глубинного разлома, который в домезозойском основании имеет наклонную под углом 70—75° зону смещений. В результате наблюдается частичное перекрытие менее плотных пород мезозоя более плотными породами основания и, следовательно, сглаживание градиента, хотя перепад глубин залегания домезозойского основания здесь достигает 6 км. Все складчатые структуры в пределах поднятой зоны или затухают, подходя к глубинному разлому, или же, пересекая последний, испытывают в плане S-образный изгиб. В первом случае они образуют в крыльях глубинного разлома или непосредственно над ним гирлянды кулисообразно подставляющихся складок, во втором — подобие горизонтальной флексуры, соответствующей правостороннему сдвигу. На сдвиговый характер развития глубинного разлома в пределах Ирана указывает локализация вдоль его зоны взбросо-сдвигов с правосторонним характером горизонтальных перемещений, а коробчатый характер складок, располагающихся над глубинным разломом, свидетельствует о блоково-горстовом строении его зоны в домезозойском основании.

Положение Внутрикопетдагского глубинного разлома прекрасно отражается и в характере размещения фаций и мощностей мезозойских отложений. В советской части приподнятой зоны сейсмологические исследования фиксируют резкое увеличение (до 13 км) мощности мезозойских отложений в юго-западном крыле глубинного разлома (см. рис. 2) с одновременным уменьшением их мощности непосредственно над горстом. Это подтверждается и результатами геологосъемочных работ, отмечающих, что над глубинным разломом наблюдается иногда двукратное сокращение мощности верхних частей альба и залегание сеномана на альбе с размывом. Здесь же нижняя часть датского яруса и часть верхнего маастрихта в результате размыва выпадают из разреза. Аналогичное распределение мощностей и фаций мезозоя отмечается П. И. Калугиным (1956) для иранской части зоны. Здесь в зоне выделяемого нами Внутрикопетдагского разлома наблюдается 4—5-кратное сокращение верхнемеловых отложений. Отмечается даже угловое несогласие между туроном и сеноманом. И, наконец, глубинный разлом соответствует прямолинейно выраженной, довольно протяженной (около 100 км) границе с резко отличными фациями неокомских и особенно аптских отложений.

Крайним юго-восточным проявлением дислокаций Внутрикопетдагского глубинного разлома на территории Ирана является структура хребта Муздеран, граничащая на юго-западе с Кучано-Мешхедским межгорным прогибом. Соотношение этих двух тектонических элементов (поднятия и прогиба) совершенно аналогично соотношению цепи коробчатых надразломных антиклиналей зоны передовых дислокаций с северным приразломным прогибом. Более того, и характер их строения аналогичен. В. П. Мирошниченко (1947) указывает на коробчатый характер складок в хребте Муздеран и наличие здесь крупных флексур северо-западного простирания, что свидетельствует, по нашему мнению, о горстовом строении зоны разлома в домезозойском основании. Л. М. Расцветаев (1966) приводит данные о значительной роли правосторонних деформаций в создании структуры района хребта Муздеран.

Кучано-Мешхедская впадина — это узкая депрессия, сопровождающая глубинный разлом с юго-запада на протяжении 400 км. Здесь, как и в Предкопетдагском прогибе, развиты неогеновые молассы, что придает этим депрессиям еще большее сходство. Различие заключается лишь в том, что Предкопетдагский прогиб располагается на стыке платформы со складчатой областью, а Кучано-Мешхедская впадина — на границе зон разновозрастной складчатости.

В заключение следует отметить, что Внутрикопетдагский глубинный разлом кроме отмеченных выше структурно-фациальных и тектонических особенностей выделяется высокой сейсмической активностью. В его зоне располагаются эпицентры четырех разрушительных землетрясений (9—10-балльных), у которых изосейстовые области вытянуты вдоль глубинного разлома. Она выделяется так же как зона повышенной температуры вод. Как на иранской, так и на советской территории с ней связаны воды с температурой 50—60°. И наконец с точки зрения полезных ископаемых. Внутрикопетдагский глубинный разлом выделяется как единая линейно-вытянутая зона с вполне определенной металлогенической характеристикой.

За пределами Копетдага Передовой глубинный разлом находит свое продолжение в структуре Кубадаг — Большебалханской мегантиклинали. Проследить его сюда позволяет единая с зоной передовых дислокаций Копетдага цепь магнитных аномалий (Глазунова и др., 1964).

Большебалханская мегантиклиналь является структурой, тесно связанной с развитием глубинного разлома, заложенного по крайней мере в раннеюрскую эпоху (Тиунов, 1966). Здесь как и в зоне передовых дислокаций Копетдага, фиксируется неоднократное возобновление развития разлома на протяжении мезозоя и кайнозоя, выразившееся в поднятии блоков основания и образовании над ними отраженных и конседиментационных поднятий. Широтное простирание среднеплиоценовой структуры Большого Балхана, составляющей со складками погруженной зоны Копетдага единую систему кулисообразно располагающихся вдоль разлома складчатых волн, дает основание связывать ее возникновение со сдвиговыми перемещениями по Передовому глубинному разлому. Это подтверждается и тем, что формирование новейшей структуры Большого Балхана (широтной) совпадает по времени со сдвиговым развитием глубинного разлома в Копетдаге.

Северо-западное продолжение Внутрикопетдагского глубинного разлома фиксируется на поверхности цепью неогеновых складок Апшероно-Прибалханской зоны поднятий. В гравитационном поле этой цепи складок отвечает крупный градиент. По данным ГСЗ, опубликованным Б. А. Хариковым (1966), здесь выявлен глубинный разлом, разделяющий области с континентальным и океаническим типами земной коры и с различной степенью метаморфизации палеозойских отложений. Кулисообразное эшелонирование расположения складок свидетельствует об их природе, связанной с правосторонним скашиванием, т. е. со сдвигом. На

сдвиговую природу этих складок указывает Н. С. Бескровный и др. (1963).

Суммируя данные, характеризующие Внутрикопетдагский и Передовой глубинные разломы, мы видим, что они имеют совершенно аналогичный характер строения и развития. Более того, устанавливается определенная зависимость между этими параллельно располагающимися глубинными разломами, заключающаяся в том, что против участков максимальных вертикальных поднятий по одному из них располагаются участки минимальных поднятий по другому. В результате ленточный, в целом приподнятый блок земной коры, заключенный между глубинными разломами, испытывает поперечное скручивание.

К зоне Внутрикопетдагского глубинного разлома приурочены эпицентры четырех катастрофических землетрясений Ирана: 1893, 1895, 1923 и 1929 гг. Эти землетрясения разбиваются на две группы как по времени, так и по приуроченности. Первая группа 1893 и 1895 гг. расположена в районе Кучана, а вторая — 1923 и 1929 гг. — в 100 км северо-западнее. С Передовым глубинным разломом связаны землетрясения: Красноводское (1895 г.), Казанджинское (1946 г.) и Ашхабадское (1948 г.). Наблюдая пространственное размещение перечисленных землетрясений, можно заметить, что очаги землетрясений мигрируют по разломам. Причем по Передовому — с северо-запада на юго-восток, а по Внутрикопетдагскому — с юго-востока на северо-запад, что подтверждает отмеченный выше процесс скручивания ленточного блока, заключенного между глубинными разломами.

Следует отметить еще одну интересную закономерность — это зависимость строения смежных депрессий (прогибов) от направления наклона ленточного блока. Так, вдоль относительно погруженного края ленточного блока располагаются широкие овалы очертаний прогибы (Баи-Ашхабадская депрессия, Южно-Каспийская впадина), а вдоль приподнятого — узкие линейно-вытянутые прогибы (Кучано-Мешхедский прогиб, Казанджинская депрессия, Северо-Большебалханский прогиб). Отмеченная закономерность, по нашему мнению, указывает на связь тех и других прогибов не с компенсацией общих поднятий альпийской складчатой области, а с развитием конкретных глубинных разломов.

К зонам Передового и Внутрикопетдагского глубинных разломов приурочены многие виды полезных ископаемых, что указывает на их важнейшую роль в формировании и размещении полезных ископаемых. Наблюдается некоторое минералогическое различие зон каждого из глубинных разломов. В зоне Передового глубинного разлома известны проявления полиметаллов, ртути. Редко встречаются проявления меди. Характерно, что жильным минералом здесь часто является кварц, практически отсутствующий во внутренних зонах Копетдага. В зоне Внутрикопетдагского глубинного разлома как на советской, так и на иранской территории преобладают месторождения и проявления барита и витерита — минералов, практически не встречающихся в зоне Передового глубинного разлома. Здесь более часты, чем в зоне Передового глубинного разлома, проявления меди.

Гидротермальные полезные ископаемые встречаются лишь на тех участках зон глубинных разломов, где отсутствует мергельно-глинистая, преимущественно водоупорная толща турон-неогенового возраста, являющаяся в той или иной степени экраном для гидротерм. К участкам с сохранившейся упомянутой экранизирующей толщей приурочены месторождения нефти, газа и йодо-бромных вод. Так, в погруженной зоне внутренних складок со складками, располагающимися непосредственно над Внутрикопетдагским глубинным разломом, связаны термальные (50°) воды со сверхвысоким содержанием йода и проявления горячего газа. Несколько северо-западнее с Прибалханскими неогеновыми складками, представляющими собой присдвиговые складки Внутрикопетдагского глу-

бинного разлома, связаны основные нефтяные месторождения Западной Туркмении и термальные йодо-бромные воды. В зоне Передового глубинного разлома, на участках с сохранившейся турон-неогеновой толщей, также известны проявления горючего газа и йодо-бромные воды с промышленным содержанием йода.

Как отмечалось выше, территория, заключенная между Передовым и Внутрикопетдагским глубинным разломом, характеризуется относительно приподнятым положением поверхности домезозойского основания, наклоненного на одних участках к югу, на других — к северу. Сейсмологические исследования показали, что приподнятое положение имеет не только поверхность домезозойского основания, но и подошва земной коры (см. рис. 2), т. е. поверхностные структурные формы имеют общие глубокие корни и поэтому оба глубинных разлома можно рассматривать как систему парного и, судя по размерам, планетарного глубинного разлома.

Одним из принципиальных вопросов тектоники юга СССР, не получившим однозначного решения в трудах многочисленных исследователей, является вопрос о связи структур Кавказа, Большого Балхана и Копетдага. Полученные сведения о глубинной структуре Копетдага и ее связи со структурой мезо-кайнозойского осадочного чехла дают возможность затронуть этот вопрос с позиций глубинной связи данных регионов, тем более что наблюдается непосредственное продолжение глубинных разломов Копетдага через акваторию Каспия на Кавказское побережье.

На территории Каспийского бассейна продолжению Внутрикопетдагского глубинного разлома соответствует мелководная перемычка (Апшеронский порог), в пределах которой развиты эшелонированные кулисообразно подставляющиеся складки, а также грязевой вулканизм, т. е. выражение этого глубинного разлома в рельефе дна Каспия аналогично участку разлома от Копетдага до п-ова Челекен.

Передовой глубинный разлом через г. Красноводск А. А. Борисовым (1964) трассируется по геофизическим данным через Каспийское море к г. Махачкале и далее отражается на поверхности Терско-Сунженским поднятием.

Е. Е. Милановский (1964) отмечает, что горное сооружение Большого Кавказа носит характер сводово-глыбового поднятия, ограниченного с севера и юга активными продольными флексурами и системами разломов различной амплитуды (до 2—4 км). Аналогичное строение имеет и территория Копетдага. Глубинное строение Большого Кавказа лишь на отдельных участках удовлетворяет теории изостазии, да и то с большими допущениями. Большой же частью здесь отмечаются гравитационные максимумы, соответствующие участкам с относительно тонкой земной корой. Несомненный интерес в данном случае представляет вывод Е. Е. Милановского (1964) о том, что «... эти горные сооружения поднимаются не только в соответствии, а явно вопреки принципу изостазии и так как под ними в новейшем этапе никакого «корня гор» не возникает, то причину их воздымания следует, очевидно, искать в подъеме поверхности подкорового субстрата, что приводит к деформации земной коры по типу свода или глыбы». Результаты сейсмологических исследований, проведенных одним из авторов данной статьи, позволяют сделать этот вывод и для территории Копетдага, включив последний в единую цепь изостатически некомпенсированных горных сооружений, ограниченных глубинными разломами. Характерно, что глубинные разломы, ограничивающие с севера и юга складчатое сооружение Большого Кавказа, имеют аналогичные Копетдагу структурные признаки. В домезозойском основании их зоны представлены горстовыми структурами, над которыми в мезо-кайнозойском осадочном чехле в альпийское время развивались поднятия (Главный Кавказский хребет и Терско-Сунженское поднятие). В новейшую фазу альпийского тектогенеза в пределах упомянутых поднятий об-

разовались системы кулисообразно подставляющихся складок субширотного простираания (Белоусов, 1954, стр. 372), свидетельствующих, по нашему мнению, что кроме «выпирания» зон глубинных разломов здесь также имели место продольные правосдвиговые перемещения. Кроме структурно-тектонической, наблюдается также и металлогеническая аналогия зон глубинных разломов Большого Кавказа и Копетдага. Характерно, что контролирующий для зоны Внутрикопетдагского разлома минерал барит остается таковым и для зоны южного разлома Большого Кавказа.

Аналогичную Большому Кавказу картину можно наблюдать и в Карпатах. Выделение Закарпатского глубинного разлома послужило основанием Е. М. Лазько и Д. П. Резвому (1965) рассматривать процесс формирования Карпат как неравномерное и асимметрическое поднятие блока, заключенного между двумя глубинными разломами, с одновременным формированием смежных депрессионных зон — Закарпатского и Предкарпатского прогибов. Подобное отмечено нами выше для Копетдага, а Е. Е. Милановским (1964) — для Большого Кавказа. Наличие систем широтных кулисообразных складок, особенно интенсивных в районе Драгобыча, Калуши, Коломы (Ладыженский, Антипов, 1961), развитых, как и на Кавказе, на границе внутренней и внешней зон прогиба, говорит, по нашему мнению о глубинных сдвиговых перемещениях в Скибовой зоне Карпат, нашедших свое отражение в характере деформаций мезо-кайнозойского осадочного чехла.

Г. Г. Сасин (1965) указывает, что для зоны Закарпатского глубинного разлома индикатором скрытого полиметаллического оруденения является барит, т. е. последний остается контролирующим минералом и для Закарпатского глубинного разлома.

Прежде чем перейти к заключению, мы считаем необходимым упомянуть еще о некоторых общих для перечисленных регионов особенностях строения и развития. Это наличие систем поперечных разломов глубокого заложения (Амурский и др., 1966; Глазунов и др., 1964; Милановский, 1964; Ладыженский, Антипов, 1961) и тождественность аномалий естественных геофизических полей. В отношении сейсмичности для всех регионов является общим то, что эпицентры сильных землетрясений приурочены к зонам глубинных разломов, наиболее сейсмоактивными из которых являются зоны южных разломов.

Таким образом, перечисленные регионы юга СССР, представляющие собой в плане ряд последовательно располагающихся структур, обнаруживают большое сходство в глубинном строении, в характере и времени развития структуры мезо-кайнозойского осадочного чехла, металлогении и сейсмичности. Кроме того, линейная локализация очагов землетрясений, иногда весьма глубоких, располагающихся под земной корой, может служить в известной степени указанием на непосредственное продолжение глубинных разломов регионов.

ВЫВОДЫ

1. Складчатое сооружение Копетдага своим происхождением в значительной степени обязано альпийскому этапу развития двух параллельных глубинных разломов (Передового и Внутрикопетдагского).

2. В домезозойском основании зоны глубинных разломов имеют горстовое строение, находящее отражение в структуре мезо-кайнозойского осадочного чехла.

3. Глубинные разломы Копетдага составляют систему парного глубинного разлома. Последний на протяжении по крайней мере территории Туркмении ограничивал северное распространение альпийской складчатости и, по-видимому, в свое время контролировал распространение герцинской складчатости.

4. Закономерности в размещении систем депрессий (прогибов), сопровождающих глубинные разломы, свидетельствуют, что эти прогибы представляют собой особый тип приразломных деформаций.

5. Для глубинных разломов характерно правосдвиговое развитие, начиная со среднего плиоцена особенно интенсивное. Это повышает перспективы зон глубинных разломов для поисков месторождений полезных ископаемых, так как сдвиги являются структурами, в зонах которых образуются участки сжатия и растяжения с соответствующим комплексом структур, благоприятных для формирования месторождений полезных ископаемых.

6. К зонам глубинных разломов приурочен комплекс полезных ископаемых от металлических гидротермальных до нефти и газа. В распределении полезных ископаемых наблюдается определенная закономерность, заключающаяся в том, что на участках зон, где развиты отложения кайнозоя, состоящие из чередующихся коллекторских и экранящих пачек, развиты месторождения нефти, газа и йодо-бромных вод. На поднятых участках, где отсутствует кайнозойский чехол, развиты проявления и месторождения гидротермальных полезных ископаемых. Характерно, что для последних в зоне Внутрикопетдагского глубинного разлома контролирующим минералом является барит.

Литература

- Амурский Г. И., Крымус В. Н., Шелегова И. Ф. О зонах разломов глубокого заложения Западного Копетдага. В сб. «Тектоника Туркмении». Изд-во «Наука», 1966.
- Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. Госгеолтехиздат, 1954.
- Бескровный Н. С., Гемп С. Д., Шварц Т. В. Глубинные разломы Западной Туркмении и их роль в формировании нефтяных залежей. Гостоптехиздат, 1963.
- Борисов А. А., Федьнский В. В. Геофизическая характеристика геосинклинальных областей Средней Азии. В сб. «Активизированные зоны земной коры, новейшие тектонические движения и сейсмичность». Изд-во «Наука», 1964.
- Глазунова А. В., Дзабаев А. А., Крамаренко Г. В. К вопросу о глубинной тектонике центральной зоны Предкопетдагского прогиба. Уч. зап. Туркм. гос. ун-та, вып. XXIV, 1964.
- Калугин П. И. Основные черты тектоники Копетдага. Тр. Ин-та геологии АН ТуркмССР, т. I, Ашхабад, 1956.
- Крымус В. Н. Разрывная тектоника Копетдага. В сб. «Тектоника Туркмении». Изд-во «Наука», 1966.
- Ладыженский Н. Р., Антипов В. И. Геологическое строение и газонефтеносность Советского Предкарпатья. Гостоптехиздат, 1961.
- Лазько Е. М., Резвой Д. П. О глубинных разломах как одной из основ тектонического районирования и изучения глубинных тектонических процессов. В сб. «Геология глубинных разломов некоторых регионов СССР», № 9, Изд-во «Недра», 1965.
- Марченко В. И. Неоком Копетдага. Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 78, вып. 11, Госнаучтехиздат, 1962.
- Милановский Е. Е. Основные вопросы новейшей тектоники Кавказской области. В сб. «Активизированные зоны земной коры, новейшие тектонические движения и сейсмичность». Изд-во «Наука», 1964.
- Мирошниченко В. П. Геологическое строение северо-восточного Хоросана. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 4, 1947.
- Огнев В. Н. Тектоника Туркменской ССР. Тр. XVII сессии Междунар. геол. конгр., т. 2, 1937.
- Расцветаев Л. М. Разрывы Копетдага и их связь со складчатой структурой. Геотектоника, № 3, 1966.
- Резанов И. А. Тектоника и сейсмичность Туркмен-Хоросанских гор. Изд-во АН СССР, 1959.
- Сасин Г. Г. Тектонические закономерности размещения неогенового полиметаллического оруденения Северной Венгрии, Советского Закарпатья и Северной Румынии. В сб. «Геология глубинных разломов некоторых регионов СССР», № 9, Изд-во «Недра», 1965.
- Тиунов К. В. К вопросу о геотектоническом положении Большого Балхана. В сб. «Тектоника Туркмении». Изд-во «Наука», 1966.
- Хариков Б. А. Особенности строения земной коры в пределах Большого Балхана и сопредельных с ним площадей по данным регионального сейсморазведочного профиля. В сб. «Тектоника Туркмении». Изд-во «Наука», 1966.

УДК 551.243(571.6+7/8)

Г. В. МОЛЧАНОВА**ЗОНЫ ГЛЫБОВЫХ РЕЗОНАНСНО-ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУР
ПЕРИФЕРИИ ТИХООКЕАНСКОГО ПОЯСА**

В краевых частях платформ, прилегающих к складчатым областям Тихоокеанского пояса, развиты зоны глыбовых резонансно-тектонических структур, ориентированные вдоль простирания складчатых областей. Их образование, вероятно, связано с тектоническими движениями, происходящими в этих областях, однако характер связи не ясен.

Впервые термин резонансно-тектонические структуры был предложен Ю. М. Пущаровским и использован при составлении легенды к тектонической карте Тихоокеанского сегмента земной коры масштаба 1 : 10 000 000. Под зонами глыбовых резонансно-тектонических структур понимаются краевые части платформ, в которых проявляются глыбовые движения, индуцированные движениями в соседних складчатых областях. Широкое развитие такие структуры получили по периферии Тихоокеанского пояса, особенно в краевых частях Северо-Американской и Южно-Американской платформ; подобные же структуры установлены и на восточной окраине Алданского щита. К числу таких структур относятся Скалистые горы США, горы Франклин в Канаде, зона Центрально-Аргентинских Памп в Южной Америке и зона Кыллахского поднятия на окраине Алданского щита. Все эти зоны объединяются рядом общих признаков, хотя и не все они строго идентичны. Ниже будет кратко рассмотрена каждая из перечисленных зон.

ЗОНА СКАЛИСТЫХ ГОР США

Зона Скалистых гор США имеет субмеридиональное простирание и протягивается вдоль края Северо-Американской платформы от границы с Канадой к югу на расстояние более 1500 км, вплоть до северной части штата Нью-Мексико. На севере зона имеет ширину не более 400, а на юге расширяется почти до 1000 км.

Зона Скалистых гор хорошо изучена, и ее геологическая история изложена в большом количестве печатных работ. Географические границы Скалистых гор не совпадают с геологическими, и разные авторы в геологическое понятие Скалистых гор включают различные структурные единицы. Дж. Гиллули (Gilluly, 1963, 1965, 1967), Ван-Гутен (Van Houten, 1961) и другие считают, что вся территория от восточной части штатов Айдахо и Невада и вплоть до Великих Равнин представляет собой миогеосинклинальную мезозойскую область, испытавшую складчатость в конце мела — палеогене, т. е. область ларамийской складчатости. Н. С. Шатский, Г. Штилле, Ф. Кинг и У. Гамильтон в ряде работ указывают, что в эту территорию входят различные структурные элементы: западная ее часть, ограниченная с востока плато Колорадо, относится к мезозойской геосинклинальной области невадид, а восточная представляет собой «...своеобразное осложнение древней (Северо-Американской) платформы» (Шатский, 1947), выразившееся в проявлении «...германотипной тек-

тоники» (Шилле, 1964). У. Гамильтон и У. Миерс (Hamilton, Myers, 1966) относят эту восточную часть к нестабильной платформе, т. е. в общем придерживаются тех же взглядов. Ф. Кинг (1961) выделяет провинцию Восточных хребтов и плато, в которую включает Скалистые горы — хребты, ограничивающие Великие Равнины с запада, и плато Колорадо;

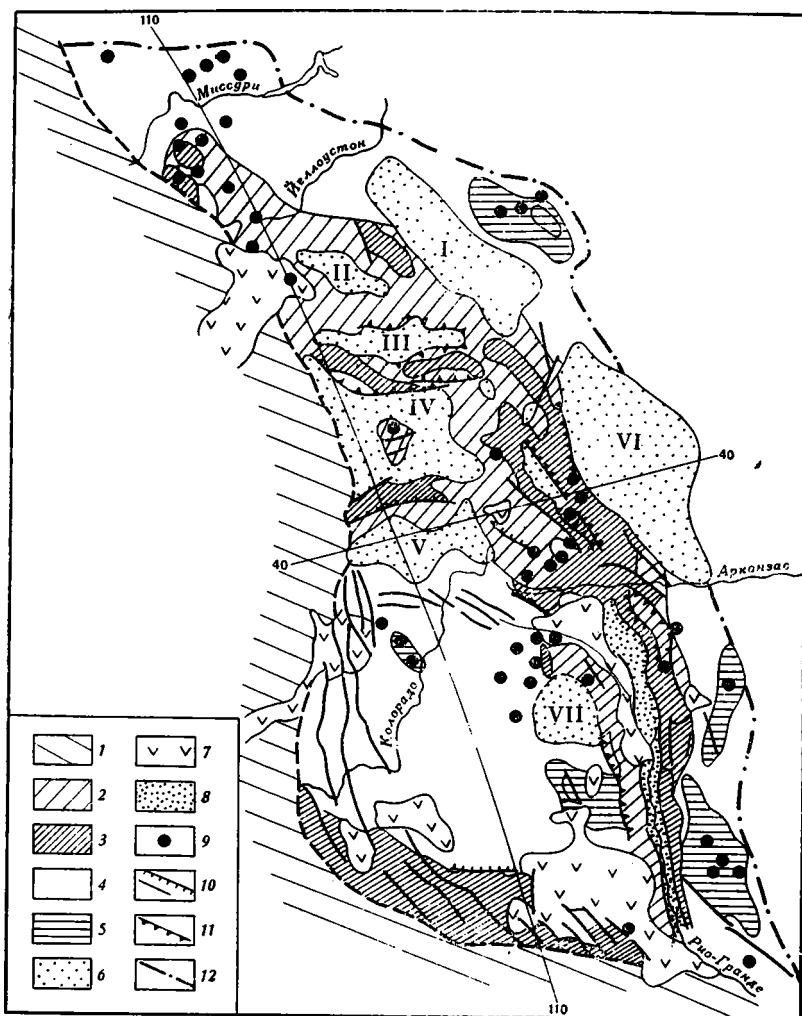


Рис. 1. Схематизированная тектоническая карта зоны Скалистых гор масштаба 1 : 10 000 000

1 — невадийский миогеосинклиальный пояс; 2—7 — резонансно-тектонические структуры зоны Скалистых гор; 2 — сводово-глыбовые поднятия; 3 — выходы докембрийского фундамента в пределах поднятий; 4 — платформенные отложения палеозоя и мезозоя (в том числе и отложения передового прогиба); 5 — сводовые поднятия в платформенном чехле; 6 — межгорные и предгорные впадины; 7 — вулканические породы третичного и четвертичного возраста; 8 — неотектонические грабены; 9 — выходы гранитоидов третичного возраста; 10 — разломы: а — сбросы, б — взбросы; 11 — надвиги; 12 — граница распространения резонансно-тектонических структур. Впадины: I — Паудер-Ривер, II — Бигхорн, III — Уинд-Ривер, IV — Грин-Ривер, V — Уинта, VI — Денвер, VII — Сан-Хуан

эга провинция, по мнению Ф. Кинга, первоначально представляла собой часть континентальной платформы, но в позднем мезозое приобрела мобильность. Выделяемая нами зона глыбовых структур Скалистых гор достаточно точно укладывается в те границы, которые Ф. Кингом даются для провинции Восточных хребтов и плато.

В описываемой зоне выделяются следующие типы структур: 1 — сводово-глыбовые поднятия, морфологически представленные горными хреб-

тами, 2 — платформенный блок плато Колорадо, выраженный плоскогорьем с сильно врезанными речными долинами, и 3 — межгорные и предгорные впадины, обычно представленные в рельефе широкими равнинными пространствами (рис. 1).

Сводово-глыбовые поднятия представляют собой систему хребтов Скалистых гор, отделяющую Северо-Американскую платформу от мезозойского складчатого пояса Западных штатов США.

В американской литературе принято деление всей этой системы хребтов на Северные, Центральные и Южные Скалистые горы. К Северным Скалистым горам относятся пологие изометричные возвышенности Центральной Монтаны, по существу не представляющие единой горной цепи, разделенные широкими равнинами. Центральные Скалистые горы распадаются главным образом в штате Вайоминг. Это довольно широкие хребты со значительными высотами, простирающие которых меняется от северо-северо-западного, через северо-западного к широтному (хр. Уинта). Хребты Южных Скалистых гор начинаются в южной части штата Вайоминг, пересекают весь штат Колорадо и заходят в северную часть Нью-Мексико, сохраняя выдержанное меридиональное простираение.

В ядрах всех хребтов Скалистых гор выходят породы докембрия, однако их характер и возраст в различных частях весьма различен. Так, в ядрах некоторых хребтов Центральных Скалистых гор выходят наиболее древние породы, относящиеся к фундаменту Северо-Американской платформы и имеющие абсолютный возраст в 2500 млн. лет (Кинг, 1961), в других хребтах метаморфические породы фундамента имеют абсолютный возраст в 1600 млн. лет. В ядрах хребтов Южных Скалистых гор также выходят метаморфические породы фундамента, возраст которых оказался равен 1300 млн. лет, а возраст прорывающих их гранитов массива Пайкс-Пик равен 1100 млн. лет (Кинг, 1961). В Северных Скалистых горах обнажаются слабо метаморфизованные осадочные толщи серии Белт, имеющие позднекембрийский возраст и относящиеся к низам разреза платформенного чехла. В Большом Каньоне плато Колорадо вскрываются слабо метаморфизованные толщи серии Гранд-Каньон, являющиеся аналогом серии Белт. В Центральных и Южных Скалистых горах разрез платформенного чехла начинается породами нижнего палеозоя, залегающими с резким несогласием и длительным перерывом на породах фундамента. Внутри разреза палеозоя имеется большое количество перерывов и несогласий, свойственных структурам платформ, которые указывают на неоднократные трансгрессии и регрессии моря. Более полно палеозойские отложения платформенного чехла представлены в Северных и Центральных Скалистых горах. В различных участках, в результате местных поднятий, отложения нижнего палеозоя были смыты в додевонское время и девонские отложения несогласно ложились на различные более древние горизонты (Nordwood, 1965). В Южных Скалистых горах нередко отложения нижнего и среднего палеозоя отсутствуют, и на породах фундамента непосредственно залегает средний — верхний карбон (пенсильваний) или даже пермь. Отсутствие нижних частей разреза платформенного чехла связано с существованием здесь в нижнем и среднем палеозое крупного сводового поднятия — так называемого Трансконтинентального свода (Ирдли, 1954; Nordwood, 1965), протягивавшегося от центральной части штата Нью-Мексико в северо-восточном направлении. Оно существовало до конца девона и лишь в миссисипское время на широкой территории начали отлагаться известняки, песчаники и сланцы. В отдельных небольших прогибах миссисипские толщи достигали значительной мощности, однако на большей части зоны, в том числе в Южных Скалистых горах она не превышала нескольких сотен метров.

В самом конце миссисипского времени в Южных Скалистых горах началась новая тектоническая перестройка, приведшая к образованию

крупных платформенных поднятий Древних Скалистых гор. Восточное поднятие протягивалось в субмеридиональном направлении из Нью-Мексико через весь штат Колорадо, совпадало с положением современного Передового хребта и названо поднятием Древнего Передового хребта или поднятием Колорадо. Западное поднятие протягивалось из юго-восточной части штата Колорадо в восточную Юту и носит название поднятия Анкомпагре (Ирдли, 1954; Кинг, 1961; Haun, Kent, 1965, и др.). Глубокий прогиб, существовавший между ними, известен в литературе как прогиб Центрального Колорадо, а вся система древних Скалистых гор нередко называется «системой Колорадо».

В ядрах поднятий Анкомпагре и Древнего Передового хребта оказались выведенными на поверхность метаморфические породы фундамента которые подверглись эрозии в течение пенсильванского и пермского времени, когда в разделявший их прогиб Центрального Колорадо сносился сначала грубозернистый, а затем более тонкий материал, мощность которого достигала более 4000 м. Такого же характера толщи отлагались к востоку от Древнего Передового хребта и к западу от поднятия Анкомпагре. К концу перми Древние Скалистые горы оказались почти полностью эродированными, в верхней перми и триасе здесь отлагались относительно мелководные карбонатные отложения мощностью не более 400 м.

В верхней юре и, главным образом, в мелу в западной части Центральных Скалистых гор — на западе штата Вайоминг и на севере Юты — формировался относительно узкий прогиб субмеридионального простирания. Время его образования совпадает с интенсивными деформациями и поднятиями в невадийском складчатом поясе, расположенном непосредственно к западу. С этих поднятий в прогиб сносилось большое количество грубообломочного терригенного материала молассового типа, причем прогиб имел резко асимметричное строение (рис. 2). В западной его части молассовые толщи достигали мощности 4000 м (Кинг, 1961; Haun, Kent, 1965), быстро уменьшаясь в мощности в восточном направлении, а далее к востоку они сменялись маломощными осадками платформенного чехла. По своему строению, характеру отложений и времени формирования верхнеюрский — меловой прогиб представлял собой структуру типа краевого прогиба (Меланхолина, 1967).

В районе Южных Скалистых гор юрские толщи не имели широкого развития, ограничиваясь только его западной частью. Мощность меловых толщ в восточной части района Южных Скалистых гор была наименьшей, заметно увеличиваясь к западу, однако не достигала такой величины, как в западной части Центральных Скалистых гор. Платформенный характер отложений и относительно небольшие мощности, резко отличают их от молассовых формаций краевого прогиба, существовавшего в верхней юре и мелу в западной части района Центральных Скалистых гор.

Как видно из сказанного выше, в течение всего палеозоя и мезозоя, вплоть до верхней юры, территория описываемой зоны представляла собой платформу, на которой развивались отдельные структуры платформенного типа — поднятия Древних Скалистых гор и разделяющий их прогиб Центрального Колорадо, которые существовали на протяжении среднего — верхнего карбона и нижней перми. Тектонические деформации, проявлявшиеся в палеозое и мезозое, ограничивались лишь формами, связанными с вертикальными движениями большей частью небольшой амплитуды. На склонах поднятий слои были слабо наклонены, а в сводовых частях сохраняли горизонтальное залегание.

С конца мела и в течение почти всего палеогена во всей зоне Скалистых гор происходили интенсивные тектонические дислокации, наибольшей интенсивности достигшие в раннем эоцене. В этот период имели место крупные вертикальные перемещения, приведшие к образованию, с

одной стороны, глыбовых и сводовых поднятий, а с другой — глубоких впадин. Амплитуды вертикальных перемещений достигали 6000 м (Ирдли, 1954; Кинг, 1961). Эти движения сопровождались образованием разрывов типа сбросов, по которым докембрийские породы фундамента оказались выведенными на поверхность, а ступенеобразные крылья поднятий сложены палеозойскими и мезозойскими отложениями. Вблизи разломов породы сильно раздроблены и смяты, но с удалением от сбросов быстро восстанавливают свое близкое к горизонтальному залегание. Поднятия часто имеют асимметричную форму — один фланг вздернут сильнее другого. В Северных Скалистых горах эти движения проявились менее интенсивно, чем в Центральных и особенно в Южных Скалистых горах, в

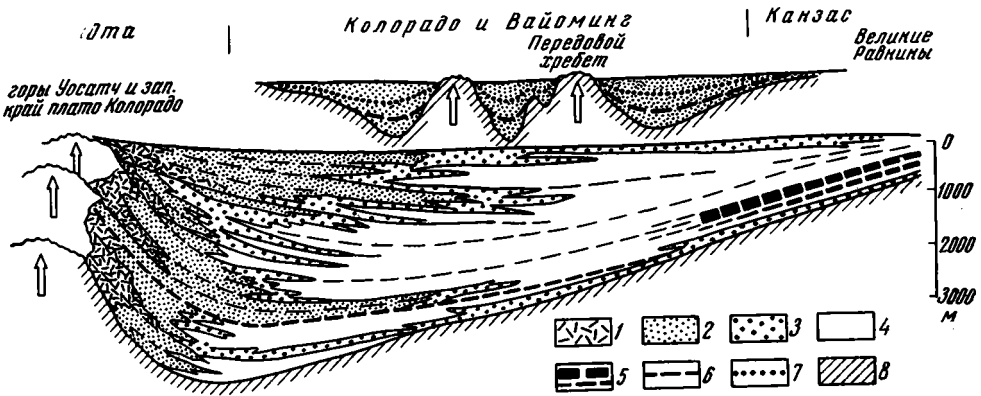


Рис. 2. Характер меловых отложений к востоку от поднятий невадийского пояса (по Ф. Кингу)

1 — континентальные грубозернистые отложения предгорий; 2 — континентальные тонкозернистые угленосные отложения; 3 — морские солоноватоводные песчаники; 4 — морские глинистые сланцы; 5 — известняки и мел; 6 — граница между нижним и верхним мелом; 7 — граница между верхним мелом и палеогеном; 8 — домеловые (юрские) породы

связи с чем в Северных Скалистых горах, в ядрах поднятий выходят не породы фундамента, а нижние горизонты платформенного чехла (серия Белт.)

Структуры, сформировавшиеся в конце мела — палеогене, образуют пояс шириной в 200—300 км, который в северной части зоны — в Северных и Центральных Скалистых горах на западе непосредственно граничит с зоной мезозойской складчатости, а в южной части отделен от нее плоскогорьем плато Колорадо.

Платформенный блок плато Колорадо, отделяющий Южные Скалистые горы от складчатой области невадид, имеет форму, близкую к квадратной, со стороной около 800 км. Поверхность плато представлена системой столовых возвышенностей и ступеней, а пересекающие его речные долины образуют глубокие каньоны с крутыми, обрывистыми склонами. В Большом Каньоне р. Колорадо вскрыт опорный разрез палеозойских толщ платформенного чехла, в основании которого залегают глубоко метаморфизованные породы фундамента — сланцы Вишну. Разрез пород платформенного чехла начинается позднекембрийской слабо метаморфизованной серией Гранд-Каньон, представленной известняками, песчаниками и глинистыми сланцами, однако она часто выпадает и прямо на породах фундамента лежат средне- или верхнекембрийские слои. На кембри с несогласием и перерывом залегают нижнекарбоновые (миссисипские) известняки мощностью в 165 м, а выше, согласно, но с перерывом лежит пермская континентальная толща сложного состава. Выпадение из разреза пенсильванских толщ связано с существованием здесь в это время древнего поднятия Анкомпагре, которое к триасу было полностью перекрыто маломощными осадками. Юрские и меловые отложе-

ния на плато Колорадо несколько увеличиваются в мощности в западном направлении, в сторону соседней складчатой области. Все породы на плато Колорадо лежат, как правило, горизонтально, лишь местами устанавливаются резкие перегибы слоев — флексуры, образовавшиеся, по-видимому, над разломами в фундаменте. Эти разломы возникли в результате тех же деформаций, которые в конце мела — палеогене создали Скалистые горы, но проявлялись в пределах платформенного блока плато Колорадо значительно слабее. Кроме флексур для плато характерны куполовидные поднятия, образующиеся в осадочных породах над лакколитами и штоками интрузивных пород. Таким образом, плато Колорадо представляет собой блок платформенного строения, слабо переработанный поздними глыбовыми движениями.

Межгорные и предгорные впадины. Параллельно с воздыманием сво- дово-глыбовых поднятий Скалистых гор шло их разрушение и снос обломочного материала в предгорные и межгорные впадины с образованием моласс. Такие впадины наибольшее развитие получили в Центральных Скалистых горах, где расположены следующие крупные впадины: Уинта, Грин-Ривер, Уинд-Ривер, Бигхорн, южная часть впадины Паудер-Ривер и северная окраина впадины Денвер. Кроме перечисленных крупных впадин, имеется ряд мелких. Большая часть впадин ориентирована в северо-западном направлении, но впадина Уинта, ограничивающая с севера плато Колорадо, вытянута в широтном направлении вдоль южного фланга хребта Уинта, имеющего также широтное простираие. В Южных Скалистых горах расположена большая часть впадины Денвер, вытянутая вдоль восточного склона Передового хребта, отделяющая Скалистые горы от платформы и являющаяся, таким образом, краевой предгорной впадиной; на западном склоне Южных Скалистых гор, на границе с плато Колорадо, находится не крупная впадина Сан-Хуан.

Все впадины в той или иной мере являются нефтеносными, в связи с чем они лучше изучены, чем другие части описываемой зоны, в них пробурено большое количество скважин и проводятся детальные геофизические исследования. По данным многих авторов, детально изучавших эти впадины (Keefler, 1965; Martin, 1965; Osmond, 1965; Glaze, Keller, 1965; Peterson a. al., 1965; Thomas, 1965), все они имеют асимметричное строение, причем ось впадины обычно резко смещена в сторону соседнего поднятия. Вблизи крутого борта впадины накапливался грубообломочный материал, сносившийся с поднятия, который, по мере продвижения к середине впадины и далее к ее пологому борту, становится сначала более тонкозернистым, а затем сменяется тонкими осадками озерного и болотного происхождения. В том же направлении устанавливается изменение мощности от максимальной — 6000 м (чаще около 4000 м) около крутого борта, до первых сотен метров на пологом борту. Как правило, крутые борта впадин подчеркиваются вертикальными разломами, отделяющими поднятия от впадин. В ряде случаев вдоль крутого борта впадины установлены довольно пологие надвиги, по которым породы фундамента соседнего поднятия надвинуты на палеогеновые отложения (Berg, Romberg, 1966). А. Ирдли, посвятивший специальную работу этому вопросу, считает, что эти надвиги являются «вторичными» образованиями, возникающими как следствие гравитационного сползания масс с поднятий в сторону соседней впадины в случаях, когда амплитуда поднятий достаточно велика (Ирдли, 1967).

Интенсивные глыбовые дислокации, происходившие в зоне Скалистых гор в верхнем мелу — палеогене и получившие в литературе название «ларамийской орогении», сопровождались проявлениями магматической активности. В Центральных Скалистых горах в среднем эоцене происходили излияния андезитовых, дацитовых и риолитовых лав и накопление туфов того же состава, которые чередовались с отложением осадочных пород. Вулканическая деятельность продолжалась в олигоцене и миоце-

не в Центральный Монтане в виде излияний лав среднего и кислого состава (Лав, Мак-Грю, Томас, 1967; Love, 1960), а во впадинах Уинд-Ривер и Паудер-Ривер одновременно шло накопление туфогенных толщ до 2000 м мощности. На западе Южных Скалистых гор, на границе с плато Колорадо — в горах Сан-Хуан — широко развиты вулканические породы, по возрасту и составу аналогичные породам Центральных Скалистых гор.

Интрузивный магматизм развит значительно слабее, он известен на плато Колорадо, где обнажаются небольшие массивы гранитоидов, слагающие горы Генри и ряд лакколитов, породы которых также имеют кислый состав. Кроме того, многочисленные мелкие массивы гранитоидов образуют полосу, проходящую из западной части плато Колорадо в северо-восточном направлении, пересекая Южные Скалистые горы. Массивы сложены диоритами, гранодиоритами, гранитами и гранит-порфирами, имеющими более глубинный облик, отличный от пород, слагающих лакколиты и штоки. Возраст этих пород определяется в 60 млн. лет, что отвечает палеоцену — эоцену (Кинг, 1961). Во второй половине палеогена и в неогене в Северных Скалистых горах происходило внедрение мелких штоков, лакколитов и интрузивных тел гранитного и щелочного состава (Лейцитовые холмы).

Условия накопления осадков в докайнозойское и кайнозойское время, а также характер структур, сформировавшихся в палеогене, не позволяют говорить о существовании в зоне Скалистых гор геосинклинального режима и о развитии в ней нормальной складчатости геосинклинального типа (ларамийской). Описываемая зона вплоть до конца мезозоя представляла собой краевую часть (включая сюда условно и предполагаемый краевой прогиб) платформы, которая в самом конце мелового периода и в палеогене оказалась подверженной мощным тектоническим движениям, приведшим к образованию систем крупных хребтов и впадин и сопровождавшимися внедрением внегеосинклинальных гранитов.

В южной части этой зоны с палеозоя и до настоящего времени периодически возобновлялись процессы воздымания (Кинг, 1961). Впервые они проявились в карбоне образованием двух поднятий древней «системы Колорадо», затем — в конце мела — палеогене формированием описанных структур и, наконец, в четвертичное время. Уже указывалось, что «ларамийский» Передовой хребет Скалистых гор по своему положению примерно совпадает с Восточным поднятием древней «системы Колорадо», а ориентировка этой системы в целом приблизительно совпадает с ориентировкой Южных Скалистых гор. Можно предположить, что существование верхнепалеозойских поднятий оказало благоприятное влияние на формирование резонансных структур более позднего времени. Интенсивность палеогеновых движений снижается от Южных к Северным Скалистым горам, что, возможно, связано с отсутствием в Северных Скалистых горах древней «системы Колорадо», почему их структуры больше сходны со структурами плато Колорадо, чем Центральных или Южных Скалистых гор.

В целом структуры зоны Скалистых гор резко отличны от структур соседней зоны мезозойской складчатости. Дж. Гиллули считает, что в мезозое и начале кайнозоя происходила миграция орогенических движений с запада на восток (Gilluly, 1967); в том же направлении, по его мнению, идет смещение возраста магматических пород. Примерно такой же точки зрения придерживается Р. Мур (1967). Считая невозможным резко отделить невадиды от ларамид, он говорит о продолжительном и пульсационном характере тектонических движений. Можно согласиться с этим положением лишь в том смысле, что в этом направлении происходила смена различного характера тектонических движений, вызываемых какими-то общими глубинными процессами.

ЗОНА ЦЕНТРАЛЬНО-АРГЕНТИНСКИХ ПАМП

Зона Центрально-Аргентинских Памп располагается в периферической части Южно-Американской платформы (равнина Чако-Пампа) на границе с областью молодых складчатых сооружений Анд, примерно между 24 и 35° южной широты. Она протягивается на расстояние до 1500 км при ширине от 300 до 500 км. В пределах этой зоны выделяются меридиональные цепи относительно невысоких хребтов — «сьерр», разделенные широкими равнинами — «пампасами». На северо-западе и севере Пампинские хребты постепенно переходят в Предандийские хребты передового прогиба; здесь они протяженны и имеют наибольшие высоты. Г. Герт (1959) делит все хребты (сьерры) описываемой зоны на три группы цепей, прослеживающиеся в меридиональном направлении. Каждая такая цепь представляет собой отдельные невысокие более или менее вытянутые хребты или системы нескольких хребтов, разделенные равнинными участками. Одной из самых крупных систем хребтов, входящих в восточную цепь, является Сьерра-де-Кордова, протяженность которой около 700 км, при ширине от 80 до 150 км. В пределах широких равнинных пространств имеются современные бессточные впадины — «салины», самой крупной из них является впадина «Салинес-Грандес», вытянутая в северо-северо-восточном направлении на 350 км. Она расположена несколько севернее системы хребтов Сьерра-де-Кордова.

Все Пампинские хребты сложены докембрийскими породами фундамента, нередко прорванными гранитами, возраст которых на геологической карте 1964 г. (*Carte géologique de l'Amérique du Sud, 1964*) показан как домезозойский. Нередко на северных и южных погружениях этих хребтов выходят верхнепалеозойские и триасовые отложения осадочного чехла, в сводовых участках лежащие практически горизонтально, а на склонах слабо наклоненные (Герт, 1959; Harrington, 1956, и др.). Верхнепалеозойские отложения, распространение которых ограничено западной частью зоны вблизи геосинклинальной области Анд, представлены терригенными породами, содержащими конгломераты. Они имеют континентальное и даже ледниковое происхождение и их состав говорит об относительно расчлененном рельефе, существовавшем здесь в это время. К концу перми рельеф оказался уже достаточно выравненным, осадки триаса распространялись значительно восточнее и достигали района Сьерра-де-Кордова. В верхнем триасе в северо-западной части зоны происходило накопление вулканических пород, переслаивающихся с континентальными осадками. После триаса начался перерыв в осадконакоплении, продолжавшийся в течение юры и большей части мела, а затем снова возобновившийся в палеогене. Меловые отложения выходят только на севере, где по данным Г. Герта (1959) и по геологической карте 1964 г. обнажаются песчаники, содержащие прослой битуминозных сланцев. Неогеновые породы пользуются довольно широким распространением, обычно слагая впадины между сближенными хребтами северной части зоны, где достигают мощности в несколько тысяч метров. Вероятно, они развиты и на широких равнинах, разделяющих хребты на большей части территории зоны, но перекрыты сплошным плащом четвертичных отложений, под которым погребены все мезозойские и третичные структуры (рис. 3). В северной части зоны неогеновые отложения представлены верхнемиоценовыми пестроцветными песчаниками и сланцами с остатками позвоночных, плиоценовыми конгломератами, песчаниками и ленточными глинами, нередко переслаивающимися с мощными толщами дацитовых туфов и туффитов (формация Колчакви). В отдельных впадинах мощность неогеновой толщи достигает 6000—7000 м и более.

Нижнечетвертичные отложения в описываемой зоне представлены Пампинской группой, широко развитой в соседней равнине Чако-Пампе, и заходят в зону Пампинских хребтов с востока; это эоловые, речные, озерные и болотные осадки, переслаивающиеся с туффитами.

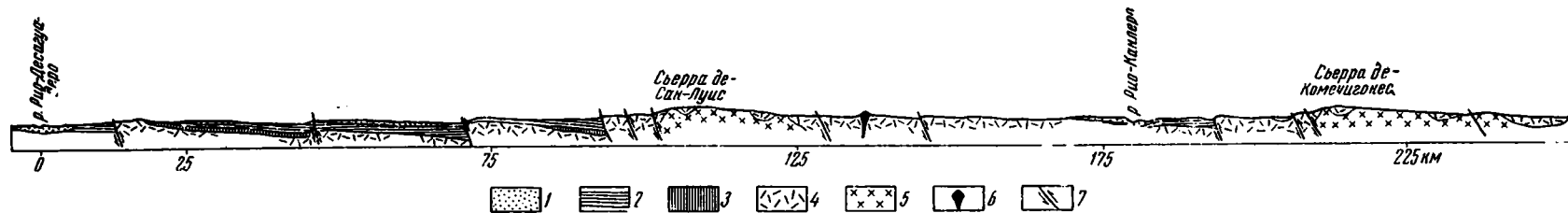


Рис. 3. Разрез через Пампинские хребты вдоль параллели 33° юж. широты (по Harrington, 1956)
 1 — четвертичные отложения; 2 — континентальные породы миоцен—плиоцена; 3 — верхний триас; 4 — метаморфические комплексы докембрия; 5 — граниты докембрия (?); 6 — миоценовые вулканы; 7 — разломы

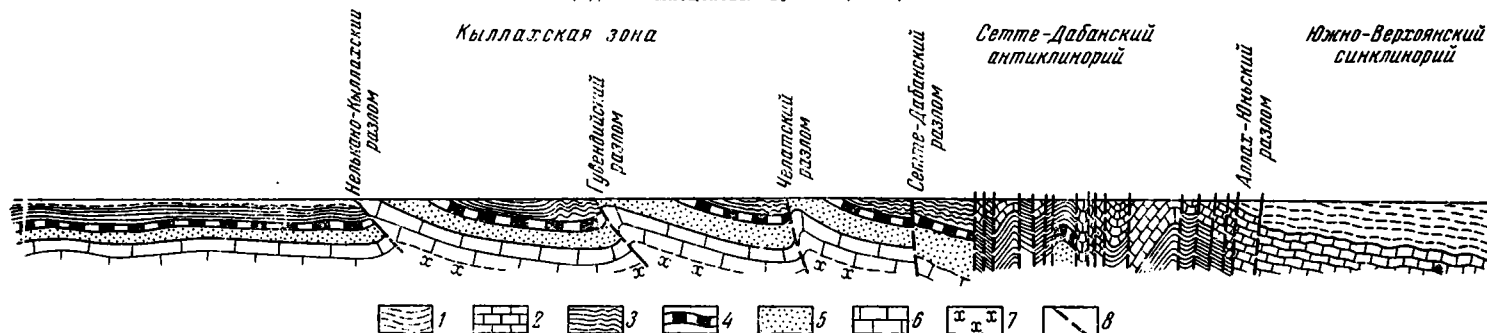


Рис. 4. Разрез через среднюю часть Кыллахской зоны в бассейне р. Аллах-Юнь (по Б. Г. Воронову)
 1 — верхоянский комплекс (C_{1v}—P); 2 — карбонатные отложения Сетте-Дабана (O—C_{1t}); 3 — кембрийские отложения; 4 — вендский (юдомский) комплекс; 5 — верхний рифей; 6 — средний рифей; 7 — нижний рифей; 8 — сбросы

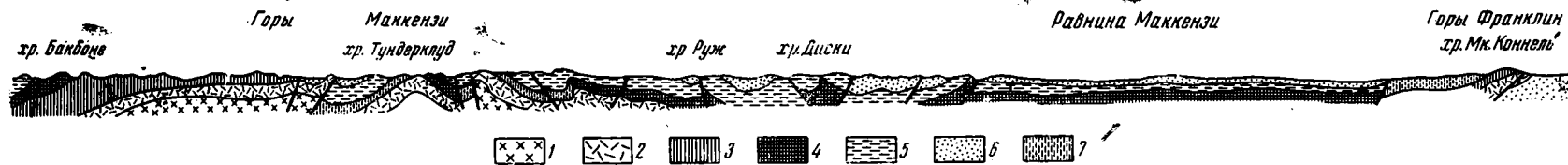


Рис. 5. Разрез гор Маккензи и Франклин (из работы Gabrielse, 1967)
 1 — фундамент; 2 — протерозой; 3 — протерозой — нижний кембрий; 4 — средний кембрий—силур; 5 — верхний силур—средний девон; 6 — отложения моложе среднего девона; 7 — нерасчлененные протерозой, кембрий, силур и девон

Изложенные краткие сведения о последовательности и характере осадконакопления в зоне Центрально-Аргентинских Памп позволяют считать, что вплоть до неогена она представляла собой часть платформы. На породах фундамента лежат маломощные осадки чехла пермо-триасового возраста. Формирование хребтов, по мнению ряда исследователей (Герт, 1959; Эрреро-Дюклу, 1967; Harrington, 1956), началось в миоцене или может быть в конце олигоцена, когда образовались разломы, разбившие фундамент на блоки. На опущенных блоках накапливались континентальные породы неогенового возраста за счет материала, сносившегося с поднятых блоков и с образовавшейся на западе горной страны Восточных Кордильер. Время заложения разломов совпадает с периодом интенсивной складчатости и поднятий в Главной Кордильере. В плиоцене тектонические движения усилили созданные ранее структуры и определили в основном современные их элементы. Амплитуды поднятий по разломам, движения по которым продолжают в какой-то мере и в настоящий период, достигли максимального размаха именно в плиоцене.

КЫЛЛАХСКАЯ ЗОНА¹

Кыллахская зона глыбовых структур расположена вдоль юго-восточного края Сибирской платформы, на границе ее с Верхоянской мезозойской складчатой областью. Географически она представлена системой сближенных между собой субмеридионально вытянутых хребтов — Кыллахского, Горностахского и др. Общая протяженность зоны около 500 км при максимальной ширине порядка 100 км.

Характерной чертой строения Кыллахской зоны является относительно неглубокое залегание фундамента, который, по данным аэромагнитных исследований, погружается с запада на восток с 2,5—3 до 6—7 км. Наиболее древними толщами, образующими ядра узких антиклиналей, являются нижнерифейские песчаники, которые сменяются алевролитами и аргиллитами, а затем известняками и доломитами (учурская серия). Мощность этой толщи в пределах Кыллахской зоны увеличивается с юга на север от 700 до 1500 м. На крыльях антиклиналей выше учурской серии с угловым несогласием в 10—15° и с перерывом в осадконакоплении лежит майская, а затем уйская серии средне- и верхнерифейского возраста, представленные в основном терригенными породами. Мощность обеих серий увеличивается с юго-востока на северо-запад, первой от 1500 до 3000, второй — от 500 до 2000 м, но в северной части зоны отложения уйской и частично майской серии сильно эродированы (Воронов, Комар, Семихатов, Шаповалова, 1966).

На различных горизонтах уйской и майской серий несогласно залегают юдомская свита (венд) с базальными гравелитами и песчаниками в основании, выше представленная доломитами и известняками с прослоями алевролитов. Мощность свиты возрастает в восточном направлении от 200 до 400 м. Согласно на ней лежит пестроцветная, преимущественно карбонатная толща нижнего кембрия, которая постепенно сменяется карбонатно-терригенным средним кембрием. Мощность обеих этих толщ возрастает к северо-востоку, первой от 80 до 600, а второй от 300 до 700 м. В северной части зоны в широких мульдообразных синклиналях сохранились от эрозии известняки верхнего кембрия, согласно сменяющие средний кембрий; видимая мощность этих известняков не превышает 300 м.

А. А. Беэр (1965) и некоторые другие исследователи считают, что на территории Кыллахской зоны в рифее на древнем платформенном основании заложился меридиональный прогиб, развитие которого закончилось в нижнем кембрии. Рифейские отложения, выполнявшие прогиб,

¹ Данный раздел написан Б. Г. Вороновым.

сходны с разновозрастными толщами, отлагавшимися на платформе, но отличаются от них увеличенными мощностями. В венде интенсивность опускания в прогибе уменьшилась, и в кембрии на всей территории зоны отлагались платформенные осадки, мощность которых несколько увеличивалась в восточном направлении.

На большей части Кыллахской зоны разрез заканчивается среднекембрийскими отложениями. Только в нескольких участках — на крайнем севере зоны и на южном ее конце на водоразделах сохранились мезозойские отложения, лежащие на нижнепалеозойском комплексе без видимого углового несогласия. Внизу мезозойской толщи залегают континентальные песчаники с прослоями и линзами конгломератов, аргиллитов и алевролитов верхнетриасового — нижнелейасового возраста. Континентальная толща, имеющая мощность от 180 до 350 м, сменяется более мощной толщей морских известковистых песчаников, алевролитов и мерделей с прослоями углей в верхней части, имеющей юрский возраст.

Осадочные толщи прорваны единичными дайками и пластообразными телами, переходящими в секущие, изверженных пород основного состава. Дайки нередко прослеживаются на десятки километров, их простираение совпадает с субмеридиональным направлением структур Кыллахской зоны. Они имеют крутые падения к востоку, нередко переходящие в вертикальные и лишь единичные из них падают под углами 30—50°. По составу и возрасту дайки сопоставляются с верхнедевонскими покровами базальтовых порфиритов, развитыми в соседнем к востоку Сетте-Дабанском антиклинории (Гомбоев, Коневцев, Силичев, 1965).

В структуре Кыллахской зоны важную роль играют субмеридиональные разломы. Самый восточный из них, носящий название Сетте-Дабанского, отделяет эту зону от соседней мезозойской геосинклинальной области, в которой глубина залегания фундамента достигает 25—30 км. Западнее его расположен ряд разломов, наиболее крупным из которых является Улахан-Бамский, а самым западным, отделяющим Кыллахскую зону от платформы, — Нельканский. Большая часть этих разломов имеет глубокое заложение и начала проявляться еще с нижнего рифея. В верхней юре — нижнем мелу произошло оживление тектонических движений по древним разломам и были заложены новые, того же субмеридионального простираения.

Складчатые структуры, развитые на большей части зоны, имеют приразломный характер, особенно в ее южной половине, где разломы сближены и зона имеет наименьшую ширину. Здесь развиты узкие линейные антиклинали, обычно с западной стороны ограниченные разломами типа взбросов; вблизи них слои залегают наиболее круто, а затем выполаживаются и переходят в широкие синклинали, восточные крылья которых при приближении к следующему разлому тоже несколько приподняты. В приразломных участках породы смяты в мелкие складки, разбиты множеством мелких разрывных нарушений и несколько смещены друг относительно друга по пологим надвигам (рис. 4). Крупные субмеридиональные разломы наклонены к востоку под углами в 80° и положе, иногда переходят в надвиги, падающие под углами в 30—40°. Так, разлом, отделяющий Кыллахскую зону от Учуро-Майской плиты, представляет собой надвиг, по которому древние толщи надвинуты на юрские и меловые породы плиты.

ЗОНА ГОР ФРАНКЛИН

Зона гор Франклин располагается к востоку от мезозойской складчатой области Северной Кордильеры Канады, на границе с Канадской платформой. Сами горы Франклин вытянуты в северо-западном направлении, имеют небольшие высоты, а на востоке мягко переходят во Внутреннюю Равнину, лежащую уже на платформе. Горы расположены в восточной части зоны, занимая правобережье среднего течения р. Мак-

жензи. Северная часть зоны имеет наибольшую ширину, порядка 120 км, к югу она значительно суживается, но в самой южной части вновь расширяется за счет плато Лиард. В западной половине зоны расположена равнина Маккензи, простирающаяся вдоль левого берега реки и ограниченная с запада горами Маккензи, входящими в систему мезозойд Канады.

Геологически зона изучена недостаточно и потому тектонические построения различных исследователей нередко значительно различаются между собой (Мартин, 1967).

Наиболее древними толщами, входящими в состав разреза, являются нижнекембрийские и верхнепротерозойские нерасчлененные отложения. Они представлены песчаниками формации Маунт-Кларк мощностью 450 м, выше которых лежит преимущественно сланцевая формация Маунт-Кап среднего кембрия (мощность 200 м) и 500-метровая туфосланцевая верхнекембрийская пестроцветная формация Салин-ривер, содержащая гипсы. С перерывом и несогласием на верхнем кембрии залегает ордовикская формация гор Франклин, сложенная доломитами, сланцами, песчаниками и известняками мощностью около 1250 м. Согласно на ней лежит доломитовая толща Маунт-Киндли, сходная с доломитами Род-ривер геосинклинальной области, но имеющая значительно меньшую мощность (900 м). Возрастной интервал, который охватывает эта толща, не вполне ясен, на геологической карте толща отнесена к нерасчлененному ордовикско—силуру (Geologic map of North America, sc. 1 : 5 000 000). Выше с несогласием залегают среднедевонские брекчированные доломиты и известняки формации Беар-роу, мощностью 1000 м, сменяющиеся известняками Наханни (300 м), а затем верхнедевонскими сланцами формации Форт-Симпсон, мощностью 1000 м.

На большей части территории зоны разрез отложений ограничивается перечисленными толщами преимущественно карбонатного состава, однако в южной ее части, в районе плато Лиард, выше верхнедевонских пород залегают мощные пермо-карбоновые толщи, внизу представленные грубокластическими слоями, перекрытыми песчаниками и кремнистыми породами (Gabrielse, 1967). Мезозойские отложения развиты только на равнине Маккензи, где в их разрезе выделяются три стратиграфические единицы: нижняя песчано-сланцевая толща Сан-Саул — 600 м; сланцевая толща Слейтер-ривер, мощностью 300 м и верхняя песчаниковая толща Литл-Беар, состоящая из среднезернистых, частично известковистых и глинистых песчаников (L. Martin, 1959). Первая из них относится к верхам нижнего мела, а вторая и третья — к верхнему мелу. По-видимому, несогласно на меловых породах в ограниченном участке северной части зоны в пределах равнины Маккензи в районе форта Норман выходят третичные отложения, мощность которых невелика, а возраст точно не установлен.

Таким образом, общая мощность пород осадочного чехла, лежащего на породах фундамента, составляет около 5200 м, при этом большая часть разреза представлена карбонатными породами, только в южной части района в верхнем палеозое отлагались грубообломочные осадки (Gabrielse, 1967). Не ясно, отлагались ли верхнепалеозойские и мезозойские осадки на всей территории зоны гор Франклин и затем были смыты, или на протяжении от верхнего девона до настоящего времени зона была высоко поднята и на ней не происходило осадконакопления. Широкое развитие меловых отложений не только на равнине Маккензи, но и к востоку от гор Франклин — во Внутренней Равнине — позволяет предполагать, что горы Франклин были подняты в послемеловое время, когда меловые толщи, покрывавшие их, оказались смытыми.

Зона гор Франклин имеет простое строение: на равнине Маккензи породы лежат горизонтально и только в самих горах Франклин слои залегают более или менее круто и надвинуты с запада на восток, на Внутрен-

ную равнину (рис. 5). Они образуют несколько нешироких плосковершинных антиклиналей, обычно с одной или двух сторон ограниченных взбросами с относительно небольшим вертикальным смещением. В связи с отсутствием данных имеющиеся точки зрения о строении зоны на глубине оказываются достаточно противоречивыми. Так, Л. Мартин в работе 1959 г. (Martin, 1959) считал, что структуры гор Франклин, подобно структурам Центральным Скалистым гор, представлены поднятиями, осложненными разломами, но выражены в меньшем масштабе. А. Гудман (Goodman, 1951) предполагал, что в противоположность Канадским Скалистым горам, где широко развиты надвиги, в форланде гор Маккензи (т. е. в горах Франклин) фундамент был разбит глыбовыми сбросами, дифференцированные перемещения по которым отразились в осадочных толщах в виде поднятий и разрывов. В противоположность этому в недавно вышедших работах Е. Шоу (1967) и Л. Мартина (1967) говорится, что структуры были созданы при смятии чехла в процессе срыва его по поверхности основания, причем фундамент не был затронут деформациями, а в чехле развивались надвиги.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изложенный материал позволяет сопоставить описанные зоны и обнаружить в них сходные черты. Все эти зоны располагаются на периферии Тихоокеанского пояса и представляют собой участки развития глыбовых деформаций в краевых частях платформ, прилегающих к Тихоокеанскому поясу. Однако масштаб этих деформаций и их интенсивность различны в разных зонах. Переработка края Южно-Американской платформы в зоне Центрально-Аргентинских Памп, в отличие от Скалистых гор, выражалась в глыбовых деформациях, начавшихся в миоцене и достигавших в плиоцене наибольшей амплитуды. Размах этих дислокаций был меньше, здесь не фомировались сводовые поднятия и отсутствовали проявления гранитного магматизма, хотя контрастность движений была значительной. Кажется более вероятным мнение, что структуры зоны гор Франклин, как и других зон, образовались в результате глыбовых деформаций, а не путем срыва пород чехла по поверхности фундамента. Кыллахская зона по характеру глыбовых деформаций и их интенсивности больше напоминает зону гор Франклин, чем Центрально-Аргентинских Памп. Одно из отличий между ними и Центрально-Аргентинскими Пампами сводится к тому, что как в Кыллахской, так и в зоне Франклин отсутствуют отложения платформенного чехла моложе палеозойских, тогда как в Пампах на обширных пространствах древние и мезозойские структуры погребены под плащом молодых осадков.

Ориентированное положение всех описанных зон глыбовых деформаций вдоль смежных с ними складчатых областей Тихоокеанского пояса, по-видимому, нельзя представить себе вне связи с тектоническими движениями, проходящими в этих областях. Однако механизм образования таких зон и характер этой связи остается неясным и безусловно представляет большой интерес. Возможно, глыбовые дислокации в краевых частях платформ являются дальнейшим развитием единого процесса, происходящего, вероятно, в подкорковых глубинах и постепенно смещающегося от внутренних частей Тихоокеанского пояса к внешним.

Литература

- Беэр А. А. Юдомо-Майский прогиб и его восточное обрамление в верхнем протерозое и нижнем палеозое. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 4, 1965.
Воронов Б. Г., Комар В. А., Семихатов М. Н., Шаповалов И. Г. Корреляция разрезов верхнего докембрия Западного Приверхоянья и Учуро-Майского района. Докл. АН СССР, т. 171, № 4, 1966.
Герт Г. Геология Анд. Строение Южноамериканских Кордильер. Изд-во иностр. лит., 1959.
Гомбоев О. Г., Коневцев В. И., Силичев М. К. Новая петрографическая про-

- винция ультраосновных-щелочных пород на Северо-Востоке СССР. Геология и геофизика, № 5, 1965.
- Ирдли А. Дж. Структурная геология Северной Америки. Изд-во иностр. лит., 1954.
- Ирдли А. Дж. Связь между поднятиями и надвигами Скалистых гор. Сб. «Кордильеры Америки». Изд-во «Мир», 1967.
- Кинг Ф. Геологическое развитие Северной Америки. Изд-во иностр. лит., 1961.
- Лав Дж. Д., Мак-Грю П. О., Томас Х. Д. Связь верхнемеловых и третичных пород штата Вайоминг с формированием нефти и газа. Сб. «Кордильеры Америки». Изд-во «Мир», 1967.
- Мартин Л. Дж. Тектоника Северной Кордильеры Канады. Сб. «Кордильеры Америки». Изд-во «Мир», 1967.
- Меланхолина Е. Н. Складчатая система невадид Южных Кордильер. Тр. ГИН, вып. 180, 1967.
- Мур Р. С. Сводка по тектонике «позвоночника Америки». Сб. «Кордильеры Америки». Изд-во «Мир», 1967.
- Шатский Н. С. О структурных связях платформ со складчатыми геосинклинальными областями. Сравнительная тектоника древних платформ. Ст. 3. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 5, 1947.
- Шатский Н. С. О тектонической карте США. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 5, 1947.
- Шоу Е. В. Канадские скалистые горы. Сб. «Кордильеры Америки». Изд-во «Мир», 1967.
- Штилле Г. Избранные труды. Изд-во «Мир», 1964.
- Эрреро-Дюклу А. Анды Западной Аргентины. Сб. «Кордильеры Америки». Изд-во «Мир», 1967.
- Berg R. R., Romberg F. E. Gravity profile across the Wind River Mountains, Wyoming. Geol. Soc. Amer. Bull., v. 77, No. 6, 1966.
- Carte géologique de l'Amérique du Sud. 1 : 5 000 000, 1964.
- Douglas F. J., Norris D. K., Thortsteinsson R. and Tozer E. T. Geology and petroleum potentialities of northern Canada. Geol. Surv. Canada Paper, 63—31, 1963.
- Gabrielse H. Tectonic evolution of the northern Canadian Cordillera. Canadian J. Earth Sci., v. 4, 1967.
- Gilluly J. The tectonic evolution of the Western United States. Quar. J. Geol. Soc., London, v. 119, p. 2, 1963.
- Gilluly J. Volcanism, tectonism and plutonism in the Western United States. U. S. Geol. Surv. Res., Spec. paper, № 80, 1965.
- Gilluly J. Chronology of tectonic movements in the Western United States. Amer. J. Sci. v. 265, 1967.
- Glaze R. E. and Keller E. R. Geologic history of Powder River basin. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, v. 49, № 11, 1965.
- Goodman A. J. Tectonics of East side of Cordillera in Western Canada. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, v. 35, No. 4, 1951.
- Hamilton W., Myers W. B. Cenozoic tectonics of the Western United States. Rev. Geophys., v. 4, № 4, 1966.
- Harrington H. J. Handbook of South American Geology, Argentina. Geol. Soc. America, Mem. 65, 1956.
- Haun J. D. and Kent H. C. Geologic history of Rocky Mountains region. Bull. of Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 49, № 11, 1965.
- Hills J. M. Late paleozoic tectonics and mountain ranges, western Texas to southern Colorado. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 47, 1963.
- Hunt C. B. Cenozoic geology of the Colorado Plateau. U. S. Geol. Surv. Prof. paper, 279, 1956.
- Keefer W. E. Geologic history of Wind River basin, Centr. Wyoming. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 49, № 11, 1965.
- Love J. D. Cenozoic sedimentation and crustal movement in Wyoming. Amer. J. Sci., Brodley vol. (258-A), 1960.
- Martin C. A. Denver basin. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 49, № 11, 1965.
- Martin L. J. Stratigraphy and depositional tectonics of North Jucon — Lower Mackenzie area, Canada. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 43, № 10, 1959.
- Nordwood E. E. Geological history of Central and South-Central Montana. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 49, № 11, 1965.
- Osmond J. C. Geologic history of site of Unita basin, Utah. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 49, No. 11, 1965.
- Peterson J. A. a. al. Sedimentary history and economic geology of San-Juan basin. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. v. 49, No. 11, 1965.
- Thomas L. E. Sedimentation and structural development of Big Horn basin. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 49, № 11, 1965.
- Van Hauten F. B. Maps of Cenozoic depositional provinces. Western United States. Amer. J. Sci., v. 253, № 8, 1961.

УДК 551.3.051

И. А. ОДЕССКИЙ, А. И. АЙНЕМЕР

**ГАРМОНИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩ
С ЦЕЛЬЮ ВЫЯВЛЕНИЯ ПЕРИОДИЧНОСТИ
ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ**

Методом обзора числовых совокупностей, являющимся модификацией метода Бюи-Балло, выявлены крупные циклы осадконакопления: 8—13, 17—22, 29—34, 41—45, 52—57, 62—65 млн. лет, мезозойско-кайнозойских толщ Западно-Сибирской и Туранской плит.

В настоящей работе предпринята попытка выявить крупную цикличность в истории развития Земли с помощью гармонического анализа геологических разрезов.

Так как применение этого анализа при обработке геологических данных требует их перевода на язык математики, то прежде всего возникает вопрос о кодировании признаков геологических разрезов.

Кодирование в практике геологических исследований известно давно. Широкое применение оно нашло, в частности, в корреляции разновозрастных толщ, изображаемых в виде рельефных стратиграфических колонок. В этом случае для построения рельефных колонок используется послышное изменение тех или иных свойств пород (твердость, цвет, пористость, проницаемость и т. п.), эволюционирующих в соответствии с ходом времени. Среди различных свойств осадочных горных пород наиболее информативным в отношении динамических условий седиментации является их гранулометрический состав.

Послышное изменение состава осадков, отражающее колебания гидродинамического режима аккумуляции, как известно, обуславливается либо тектоническими, либо физико-географическими (например, климатическими) причинами. Роль каждого из этих факторов подчас бывает трудно установить, однако есть основания предполагать, что «по мере перехода к более крупным циклам все большее и в конце концов решающее значение приобретают колебательные тектонические движения» (Хаин, 1964, стр. 151).

Связь между колебательными движениями земной коры и гранулометрическим составом формирующегося осадка осуществляется через рельеф поверхности аккумуляции. Многочисленные наблюдения за современными процессами осадконакопления (Кленова, 1948 и др.) показывают, что в общем виде распределение обломочных частиц по размеру происходит в зависимости от глубин бассейнов. Причина этой зависимости для бассейнов с единой нерасчлененной акваторией кроется в неравномерной передаче на дно энергии поверхностного волнения (Шулейкин, 1953). В соответствии с экспоненциальным законом затухания энергии волнения с глубиной наиболее подвижную гидродинамическую обстановку следует ожидать в пределах крайнего мелководья, где и происходит накопление самых грубозернистых образований (конгломератов и галечников). По мере нарастания глубин энергия воды в придонном слое непрерывно и резко уменьшается. Это приводит к формированию здесь более тонкозернистых осадков. Вследствие колебательных тектонических

движений и соответствующего изменения глубин бассейна происходит перемещение фаций по площади, находящее отражение в чередовании литофаций разреза.

Поскольку гранулометрический состав пород отражен в их литологической характеристике (галечники, песчаники, алевролиты и т. п.), то кодирование этой характеристики может быть произведено ее арифметизацией. Последнее осуществляется путем придания каждому типу пород определенного рангового номера (Вистелиус, Романова, 1962) или

Таблица 1

Кодовые значения пород

Гранулометрический состав пород	Кодовые значения
Перерыв	54
Галечники (конгломераты)	51
Пески (песчаники) средне- и крупнозернистые	48
Пески (песчаники) тонко- и мелкозернистые	45
Пески (песчаники) алевритистые, алевритовые	42
Алевриты (алевролиты) песчаные, песчанистые	39
Мергели песчаные, песчанистые	36
Алевриты (алевролиты)	33
Алевриты (алевролиты) глинистые	30
Алевриты (алевролиты) известковистые, мергели алевритистые	27
Глины (аргиллиты) песчаные, песчанистые	24
Глины (аргиллиты) алевритовые, алевритистые	21
Глины (аргиллиты)	18
Глины (аргиллиты) карбонатные	15
Глины (аргиллиты) известковые, известковистые	12
Мергели, мергели глинистые	9
Известняки глинистые	6
Известняки, доломиты, мел	3

кодового значения. Как видно из табл. 1, кодовые значения пород возрастают в направлении от тонкозернистых к грубообломочным образованиям в соответствии с увеличением динамической активности среды седиментации. Таким образом, в самом низу кодового ряда располагаются хемогенные образования (известняки, мел, доломиты) на том основании, что отсутствие в них терригенной примеси может расцениваться как свидетельство слабой подвижности среды осадконакопления. Максимальные кодовые значения в соответствии с гидродинамической сущностью кода приписаны перерывам в осадконакоплении, когда высокая подвижность среды препятствовала аккумуляции даже самых крупных обломочных частиц. Градиент кода, равный 3 единицам, выбран для удобства графического изображения разрезов, с которых в дальнейшем с заданным шагом считывается дискретный ряд чисел, подлежащий математической обработке.

Так как целью настоящего анализа является установление периодичности процессов, равномерно развивающихся во времени, то необходимо, чтобы и анализируемые геологические разрезы представляли собой своеобразную равномерную запись геологического времени.

Между тем существующий прием изображения геологических разрезов, основанный на изменении мощности слоев, не является в ряде случаев прямой функцией последнего. Поэтому возникает необходимость перевода геологического разреза из масштаба мощности в масштаб абсолютного времени.

Перевод геологических разрезов из масштаба мощности в масштаб времени может быть осуществлен с помощью шкалы абсолютной геохронологии, особенно успешно разрабатываемой в течение последнего десятилетия (Полевая, 1960; Афанасьев, Багдасарян, 1963; Вопросы геохро-

нологии, 1963 и т. д.). При построении геологических разрезов в масштабе времени нами использовались датировки, полученные как средние из наиболее близких значений по определениям различных авторов (табл. 2).

При изображении геологических разрезов в масштабе времени определенные стратиграфические комплексы помещались в соответствующие им по геохронологической шкале временные интервалы (рис. 1). В случае, когда изображаемый комплекс состоял из двух и более слоев, приходилось учитывать их мощностные соотношения, условно полагая, что

Таблица 2

Данные абсолютной геохронологии

Стратиграфический интервал	Возраст нижней границы, млн. лет	Стратиграфический интервал	Возраст нижней границы, млн. лет
Антропоген	4	Турон	87
Плиоцен	10	Верхний альб-сеноман	96
Миоцен	26	Средний апт-средний альб	105
Олигоцен	35	Нижний апт	113
Верхний эоцен	43	Неоком	122
Средний эоцен	52	Верхняя юра	146
Нижний эоцен	61	Средняя юра	162
Палеоцен	70	Нижняя юра	180
Сенон-даний	78	Верхний триас	195

накопление осадков протекало пропорционально времени. В результате этого при нанесении слоев на разрез здесь использовались не сами мощности слоев, а временные интервалы, определенные по соотношению соответствующих им мощностей.

Рельеф периодической кривой (разреза) определялся лишь теми слоями, время формирования которых при выбранном масштабе изображения разрезов (в 1 см — 2 млн. лет) могло быть показано в виде полосы шириной не менее 1 мм (200 тыс. лет). В противном случае они либо вовсе не учитывались (редкие, единичные прослой), либо использовались для расчета средневзвешенного кодового значения по всему интервалу, представленному их чередованием. Если мощности чередующихся слоев в описании не приводятся, то кодовое значение для интервала находится как среднеарифметическое из всех литологических разностей, слагающих данный интервал.

Таким образом были построены числовые ряды, описывающие определенные геологические разрезы в принятой системе кодирования признаков пород. Кодовые значения пород взяты через интервал, равный 1 млн. лет.

Поскольку ставилась задача отыскания спектра цикличности и направленности геологических процессов, то естественным при анализе этих числовых рядов было обращение к известным методам выделения скрытых периодичностей (Ханович, Яновский, 1965; Серебренников, Первозванский, 1965). Однако применение этих методов обычно требует некоторой априорной информации о характере рассматриваемых числовых рядов, о действительном наличии в их структуре определенных периодичностей. Отсутствие достоверной геологической информации по этому поводу и желание отказаться от априорного постулирования наличия определенных периодичностей в геологических разрезах поставили задачу отыскания нового метода исследования числовых наборов, инвариантного к характеру заданной совокупности. Таким методом явился метод простого обзора числовых совокупностей, разработанный под руководством проф. И. Г. Хановича (Ханович, Яновский, Айнемер, Конисская, 1968). Совпадая в основной части алгоритма исследования с совокуп-

ностью операций, выполняемых при выявлении скрытых периодичностей по методу Бюи-Балло (Серебрянников, Первозванский, 1965), он в то же время существенно отличается от последнего по приемам анализа

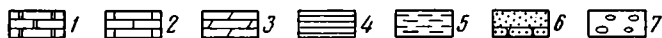
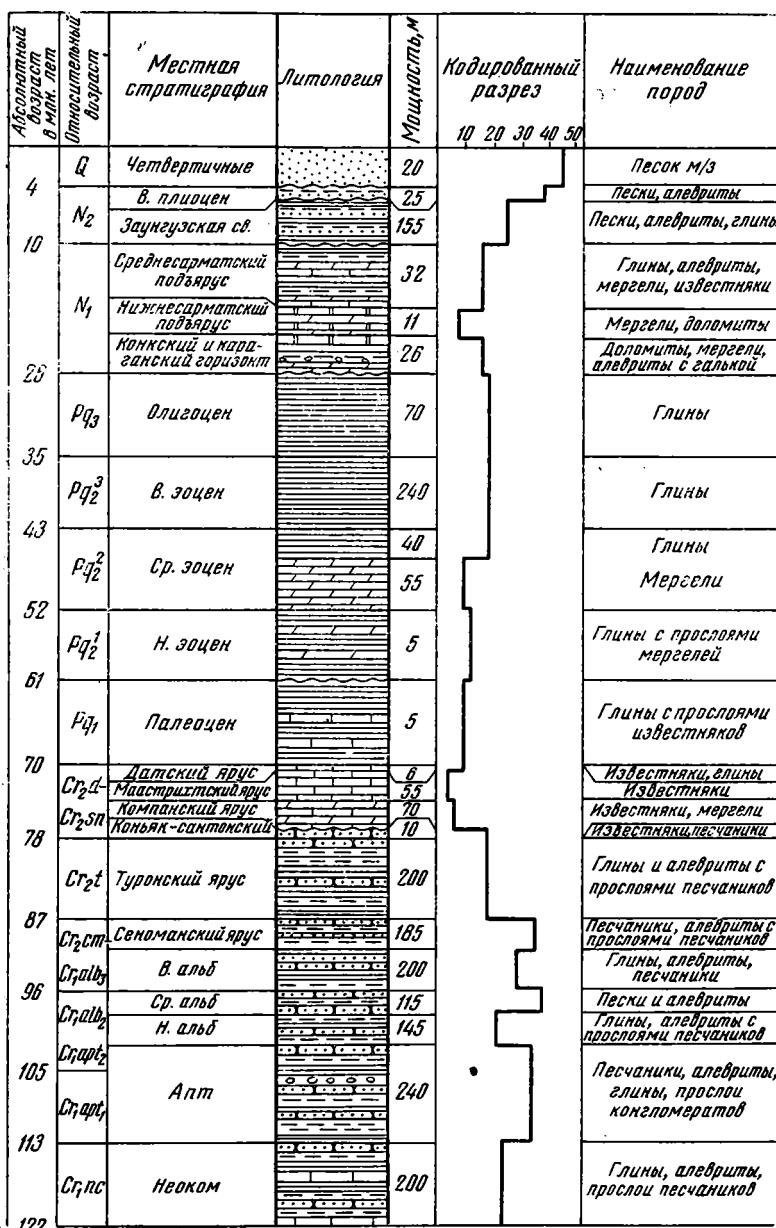


Рис. 1. Сводный геологический разрез района поселков Серный Завод и Дарваза (Заунаузские Каракумы)

1 — доломиты; 2 — известняки; 3 — мергели; 4 — глины; 5 — алевроиты; 6 — пески, песчаники; 7 — конгломераты

полученных результатов, а именно определением частости наличия предполагаемых особенностей по всему ансамблю частных интервалов.

Как и в методе Бюи-Балло, метод обзора предусматривает расположение заданного набора чисел исследуемой совокупности $a_1, a_2, a_3, \dots, a_n$ в таблицу, содержащую m столбцов и P полных строк ($m \geq n$ — бли-

жайшее к n целое число; m изменяется от 2 до $E[\frac{n}{2}]$, а затем в полученной таблице значения суммируются по столбцам и для суммарного ряда определяется величина

$$\Delta S_m = \frac{1}{2p} (S_{max}^{(m)} - S_{min}^{(m)}),$$

где $S_{max}^{(m)}$ и $S_{min}^{(m)}$ — наибольшее и наименьшее значения в полученном суммарном ряду с числом членов, равным m . Затем для всех m строится график

$$\Delta S_m = f(m),$$

который в соответствии с принятой в методе Бюи-Балло терминологией называется периодограммой. Суть метода Бюи-Балло заключается в том, что наибольшее значение ΔS будет в том случае, когда число столбцов (m) равно периоду одной из составляющих гармоник. Полученные по алгоритму Бюи-Балло периодограммы, как показал Э. Хеннан (1964), эквивалентны кривым спектральных плотностей и их можно рассматривать как аналоги спектральных характеристик исследуемых числовых рядов.

Дальнейший анализ полученной зависимости производится следующим образом. На периодограмме выбираются экстремальные значения и для отвечающих им величин m в суммарных рядах соответствующих таблиц определяются места максимумов и минимумов. Для каждой таблицы (см., например, табл. 3), зная порядковые номера $S_{max}^{(m)}$ и $S_{min}^{(m)}$ в суммарном ряду, подсчитываются частоты появления на известных местах наибольших и наименьших значений, т. е. их степень повторяемости на отдельных частных интервалах заданного ряда. Таким образом, выявленный по периодограмме спектр периодичностей получает определенную вероятностную оценку. Все расчеты (суммирование таблиц с различными m , вплоть до $m = n/2$ или $m = \frac{n-1}{2}$, определение наибольшего и наименьшего значений их положения в суммарном ряду, нахождение величины ΔS_m) проводились на ЭЦВМ «Минск-1» по специально составленной программе.

Так как метод простого обзора числовых совокупностей, лежащий в основе предлагаемого анализа, предполагает в конечном итоге разложение сложной периодической кривой колебательных тектонических движений на спектр составляющих ее гармоник, то представляется возможным назвать этот анализ спектральным тектоническим анализом.

При выборе геологических разрезов для спектрального тектонического анализа были учтены следующие соображения.

1. Учитывая спорность предположения о глобальном проявлении цикличности, желательно исследовать геологические разрезы различных геотектонических областей земной коры, значительно удаленных друг от друга.

2. Так как режим колебательных тектонических движений наиболее четко проявляется на территории платформ, то необходимо большую часть анализируемых разрезов приурочить именно к этим областям земной коры.

3. В процессе анализа желательно сравнивать результаты как по разрезам территориально удаленным, так и в значительной степени дублирующим друг друга.

4. Для анализа целесообразно использовать лишь ту часть разреза земной коры, для которой имеются наиболее достоверные и детальные определения абсолютного возраста горных пород.

5. Геологические разрезы должны быть наиболее полными в стратиграфическом отношении и не содержать длительных перерывов в осадконакоплении.

К моменту написания настоящей статьи авторами проанализировано 16 сводных геологических разрезов и разрезов опорных скважин, представляющих состав и строение мезозойско-кайнозойских толщ Западной Сибири, Казахстана и Средней Азии (рис. 2).

Выбранные разрезы располагаются на территории Западно-Сибирской и Туранской плит, имеющих сходные основные черты строения, близкую историю общих колебательных движений и обусловленную по-

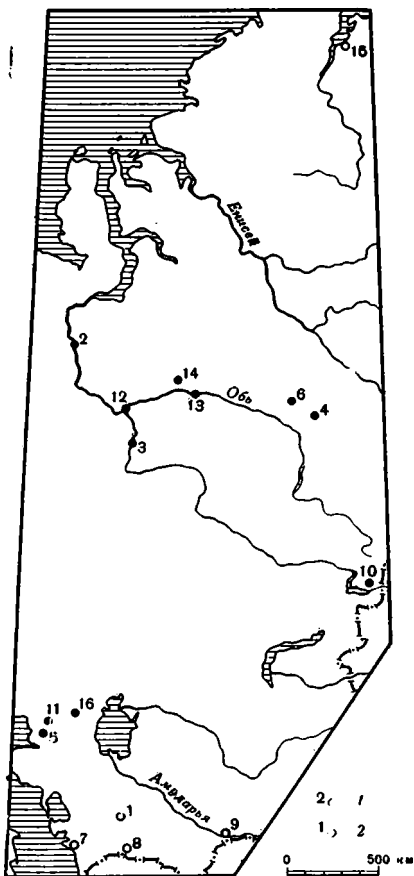


Рис. 2. Схема расположения разрезов и скважин
1 — опорные скважины; 2 — сводные геологические разрезы

следними крупную цикличность разреза (Наливкин, 1964). Обе плиты имеют четкое двухъярусное строение. Нижний ярус представляет собой складчатый фундамент, сложенный преимущественно дислоцированными и метаморфизованными, главным образом палеозойскими породами, а верхний ярус образован полого залегающими мезозойско-кайнозойскими (начиная с юрских) осадочными толщами.

На обеих плитах с юрского периода установился континентальный режим осадконакопления, почти повсеместно сменявшийся на морской в меловой период. Вновь континентальный литогенез на территории рассматриваемых плит начинается в неогене и практически без перерывов продолжается и поныне. В это же время на обеих плитах заканчивается перестройка структурного плана и окончательно формируются современные черты их тектонического строения.

Значительное сходство основных черт истории геологического развития, типов седиментогенеза в главные этапы истории и характера тектонических движений обеих плит послужили основанием при выборе рассматриваемых разрезов для спектрального тектонического анализа.

При расшифровке периодограмм по каждому разрезу, построенных изложенным выше способом, при-

шлось прибегнуть к их предварительному сглаживанию. Необходимость сглаживания периодограмм обусловлена заведомым искажением исходных периодических кривых по причинам как субъективного, так и объективного характера.

Действительно, описания геологических разрезов в значительной степени субъективны, в силу чего одна и та же порода может быть наделена различными исследователями близкими, но все же различными литологическими определениями (например, алевроит или тонкозернистый песок, карбонатная или известковая глина и т. п.). Если учесть, что лабораторному анализу подвергаются, как правило, типовые образцы пород, то в окончательном описании разреза все же фигурируют и полевые определения. Следующей причиной является различная степень детальности в описании геологических разрезов, определяющаяся как индивидуальными способностями их составителя, так и задачами исследований. Не все-

гда удовлетворительным оказывается стратиграфическое расчленение разрезов, которое с течением времени подвергается пересмотру. Некоторое искажение в изображении периодических кривых вносит, вероятно, и выбранная система кодирования. И, наконец, сама связь гранулометрического состава пород с колебательными тектоническими движениями рисует в основном общую принципиальную тенденцию процесса осадко-накопления для крупных периодов, не учитывая при этом искажений процесса за счет физико-географических факторов.

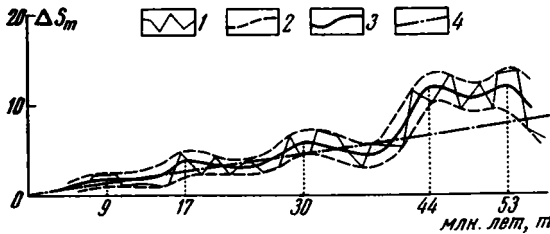


Рис. 3. Периодограмма, построенная по разрезу района поселков Серный Завод и Дарваза (Заунгузские Каракумы)

1 — периодограмма до сглаживания; 2 — периодограмма, сглаженная по максимумам и минимумам; 3 — периодограмма после сглаживания; 4 — тренд

Как показано на рис. 3, сглаживание периодограмм произведено по их максимальным и минимальным значениям. Огибающие плавные кривые проведены только через точки, где знак периодограммы меняется на противоположный. Далее находится кривая, усредняющая сглаживание по максимумам и минимумам.

В результате проделанной операции на сглаженных периодограммах совершенно отчетливо наметились новые экстремумы, из которых наибольший интерес, несомненно, представляют максимумы. Для подтверждения достоверности максимумов, полученных на сглаженной периодограмме, было произведено определение частот экстремумов в таблицах, соответствующих найденному периоду (m) после предварительного сглаживания значений S в суммарном ряду методом скользящей средней с интервалом сглаживания, равным примерно $1/4 m$. Частоты определялись для экстремумов сглаженного ряда с учетом строчных экстремальных значений, попадающих в интервал сглаживания (табл. 3).

Таблица 3

$m \backslash P$	1	2	3	4	5	6	7	8	9
1	15	45	45	45	45	39	39	25	25
2	25	25	16	16	16	16	16	16	16
3	16	16	6	6	15	15	15	15	16
4	18	18	18	18	18	18	18	18	18
5	18	18	18	18	18	18	18	18	18
6	18	18	17	9	9	9	9	10	13
7	13	13	13	13	13	13	13	13	10
8	10	10	10	10	10	10	10	10	10
9	10	3	3	10	10	18	18	18	18
10	18	18	18	18	18	18	35	35	35
11	35	35	32	29	29	29	29	39	39
12	39	22	22	26	36	36	36	36	36
13	36	36	36	36	36	36	36	25	25
Средние значения	23	21	20	20	21	21	22	22	22
Сглаженные значения	22,0	21,3	20,3	20,3	20,7	21,3	21,7	22,0	22,3
Места экстремумов	—	—	—	min	—	—	—	—	max
Частость, %	—	—	—	84	—	—	—	—	100

На всех периодограммах намечаются максимумы в одних и тех же интервалах: 8—13, 17—22, 29—34, 41—45, 52—57 и 62—65 млн. лет (табл. 4). Довольно широкие пределы указанных интервалов могут быть

Крупные циклы осадконакопления по результатам спектрального тектонического анализа

Наименование пункта	Периоды циклов, млн. лет						Положение тренда, градусы угла
Заунгузские Каракумы	9	17	30	44	53	—	10
Березовская опорная скважина	12	20	33	43	57	—	15
Уватская опорная скважина	13	21	32	41	57	—	10
Чулымская опорная скважина	11	17	31	43	56	—	16
Южно-Эмбинская опорная скважина	11	19	31	45	57	63	12
Максимкин-Ярская опорная скважина	8	20	32	42	—	—	17
Большой Балхан-Красноводский полуостров	13	22	30	41	54	65	19
Центральный Копет-Даг	8	20	31	41	—	—	14
Гаурдак-Кугитанг	10	19	32	44	52	62	21
Зайсанская опорная скважина	9	19	31	—	—	—	18
Тугаракчанская опорная скважина	8	21	31	41	55	63	14
Ханты-Мансийская опорная скважина	12	22	34	41	—	—	12
Покурская опорная скважина	12	20	32	43	54	—	12
Сургутская опорная скважина	10	19	29	41	55	64	11
Залив Сындаско	11	18	34	42	—	—	19
Северо-Устьюртская опорная скважина	8	17	29	43	56	65	17
Интервалы значений периодов:	8—13	17—22	29—34	41—45	52—57	62—65	

объяснены за счет ошибок в подготовке к анализу геологических разрезов по причинам, изложенным выше.

Многие из перечисленных циклов (8—13, 29—34, 41—45) ранее известны по работам других исследователей (Наливкин, 1962; Лунгерсгаузен, 1963; Хаин, 1964; Балуховский, 1966, и др.). Ясно, однако, и то, что спектр периодов в истории геологического развития Земли не исчерпывается только перечисленными циклами. Он может быть продолжен в обе стороны. Метод спектрального тектонического анализа в предложенном виде не в состоянии выделить более мелкие периодичности из-за величины выбранного шага, равного 1 млн. лет, а более крупные — в связи с ограниченностью анализируемого интервала (~200 млн. лет).

Несомненный интерес представляет «поведение» периодограмм, представляющих собой упорядоченные последовательности значений $\Delta S/2$. Эти последовательности могут быть представлены в виде прямых (трендов), исходящих из начала координат и отображающих направленное развитие процесса осадконакопления. Углы наклона этих трендов (табл. 4) показывают степень интенсивности (амплитуду) колебательных тектонических движений и хорошо согласуются с современными представлениями о подвижности тех областей, где располагаются соответствующие геологические разрезы (см. рис. 2).

ВЫВОДЫ

1. Применение спектрального тектонического анализа позволяет выделить крупные циклы осадконакопления в истории геологического развития Земли, обусловленные колебательными тектоническими движениями.

2. Анализ материала, имеющегося в распоряжении авторов, позволил установить для Западной Сибири, Казахстана и Средней Азии повсеместное проявление в мезозое и кайнозое одинаковых по длительности циклов осадконакопления.

Литература

- Афанасьев Г. Д., Багдасарян Г. П. и др. Материалы к обоснованию возраста рубежей между некоторыми геологическими системами и эпохами. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 11, 1963.
- Балуховский Н. Ф. Геологические циклы. Изд-во «Наукова думка», 1966.
- Белоусов В. В. Мощность отложений как выражение режима колебательных движений земной коры. Сов. геология, № 2—3, 1940.
- Вистелиус А. Б., Романова М. А. Красноцветные отложения полуострова Челекен (литостратиграфия и геологическое строение). Изд-во АН СССР, 1962.
- Вопросы геохронологии. Сб. статей под ред. Н. И. Полевой. Изд-во иностр. лит., 1963.
- Кленова М. В. Геология моря. Учпедгиз, 1948.
- Лунгерсгаузен Г. Ф. О периодичности геологических явлений и изменении климатов прошлых геологических эпох. В кн.: «Проблемы планетарной геологии», Госгеолтехиздат, 1963.
- Наливкин В. Д. О цикличности геологической истории. Геогр. сб., XV, астрогеология. Изд-во АН СССР, 1962.
- Наливкин В. Д. Сравнительная характеристика тектонических структур Западно-Сибирской, Туранско-Скифской и Русской плит. «Деформация пород и тектоника». Изд-во «Наука», 1964.
- Полевая Н. И. Шкала абсолютной геохронологии. Докл. АН СССР, т. 134, № 5, 1960.
- Серебренников М. Г., Первозванский А. А. Выявление скрытых периодичностей. Изд-во «Наука», 1965.
- Хаин В. Е. Общая геотектоника. Изд-во «Недра», 1964.
- Ханович И. Г., Яновский Г. Г. Методы выделения скрытых периодичностей. Тр. XXI Всес. науч. сес. НТО Р и Э им. А. С. Попова, 1965.
- Ханович И. Г., Яновский Г. Г., Айнемер А. И., Конисская Н. А. Метод обзора числовых совокупностей для изучения строения разрезов осадочных толщ. Тр. Всес. н.-и. геол. ин-та, Нов. сер., т. 150, Изд-во «Недра», 1968.
- Хеннан Э. Анализ временных рядов. Изд-во «Наука», 1964.
- Шулейкин В. В. Физика моря. Изд-во АН СССР, 1953.

Ленинградский горный
институт
Всесоюзный научно-исследовательский
геологический институт

Статья поступила
31 июля 1967 г.

УДК 551.243(574)

В. И. БАБАК

НОВЕЙШАЯ СТРУКТУРА КАЗАХСКОГО ШИТА¹

В статье изложены основные принципы неотектонического районирования Казахского щита и дано краткое описание более мелких структурных форм. Особенности новейшей структуры Казахского щита объясняются сочетанием вертикальных и горизонтальных движений крупных блоков земной коры.

В основу структурного районирования Казахского щита положена обзорная карта неотектоники Центрального Казахстана масштаба 1 : 2 500 000, составленная автором в Лаборатории неотектоники МГУ под руководством Н. И. Николаева. Работа выполнена на базе многолетних геологических исследований, проводившихся экспедициями МГУ и МГРИ под руководством А. А. Богданова и А. Е. Михайлова. При составлении карты автор, помимо литературных данных, личных наблюдений, результатов дешифрирования аэрофотоснимков и детальных карт, постарался по возможности учесть новый фактический материал, появившийся за последние годы в процессе геологосъемочных работ и специальных геоморфологических исследований. Кроме того, были критически проанализированы составленные в разном масштабе и по разной методике карты неотектоники отдельных районов Центрального Казахстана, авторами которых являются М. А. Авербух, А. Н. Бокун и Ф. В. Долгань; В. И. Бабак и Э. К. Паисова; В. В. Ключкин; Г. М. Козловский; В. Ю. Малиновский; Е. Е. Милановский; А. Е. Михайлов; Ф. С. Моисеенко; В. П. Олексеенко; Ю. А. Твердислов; Е. Д. Шлыгин; С. М. Мухамеджанов и Г. А. Рейсгоф. Были использованы также общие сводки масштаба 1 : 5 000 000 и 1 : 20 000 000, вошедшие как составная часть в обзорные карты неотектоники СССР. Макет первой из них был составлен коллективом авторов (З. А. Сваричевская и др.) под редакцией Н. И. Николаева и С. С. Шульца, другая карта опубликована Н. И. Николаевым (1964) в Физико-географическом атласе мира.

Методика составления исходной карты неотектоники Центрального Казахстана и ее содержание будут освещены в специальной работе автора. Здесь уместно отметить, что при составлении карты были использованы методические принципы, ранее разработанные применительно к территории Казахстана Е. Е. Милановским (1957), З. А. Сваричевской (1961), К. В. Курдюковым (1962) и др. На прилагаемой к статье мелко-масштабной схеме новейшей структуры Казахского щита (рис. 1) изолинии представляют собой реконструкцию современного гипсометрического положения верхнемеловой — нижнеолигоценовой поверхности выравнивания, деформированной на протяжении новейшего тектонического этапа (т. е. верхнего олигоцена, неогена и четвертичного периода), о чем свидетельствует глубокое расчленение пенеплена на поднятиях древними

¹ Термин «Казахский щит» применяется для области Центрального Казахстана (от хр. Улутау на западе до р. Иртыш на востоке) в понимании Б. А. Петрушевского (1955), подробно обосновавшего правомочность выделения структуры такого ранга в пределах молодой эпигерцинской платформы.

долинами, выполненными преимущественно неогеновыми и четвертичными отложениями. При проведении изолиний по изолированным остаткам пеллена исключались останцовые возвышенности — монадки, т. е. учитывалось возможное влияние на рельеф литологического состава пород. На периферии Казахского щита изолинии проведены по кровле морских отложений чеганской свиты (верхний эоцен — нижний олигоцен). Можно думать, что в целом изолинии правильно отражают новейшую структуру региона, хотя и несколько условно, во-первых, из-за очевидного непостоянства во времени исходного репера — современного уровня океана, относительно которого ведутся расчеты, и, во-вторых, из-за того, что в карту не введены поправки на первичный рельеф — абсолютные высоты крупных возвышенностей и низменностей, существовавших в завершающую стадию пелленизации Центрального Казахстана. На современном уровне знаний можно лишь предполагать, что максимальные высоты водораздельных возвышенностей, исключая монадки, вряд ли превышали 150—200 м. При определении суммарных амплитуд неотектонических поднятий, указанных в тексте статьи, эти возможные превышения первичного рельефа учитывались.

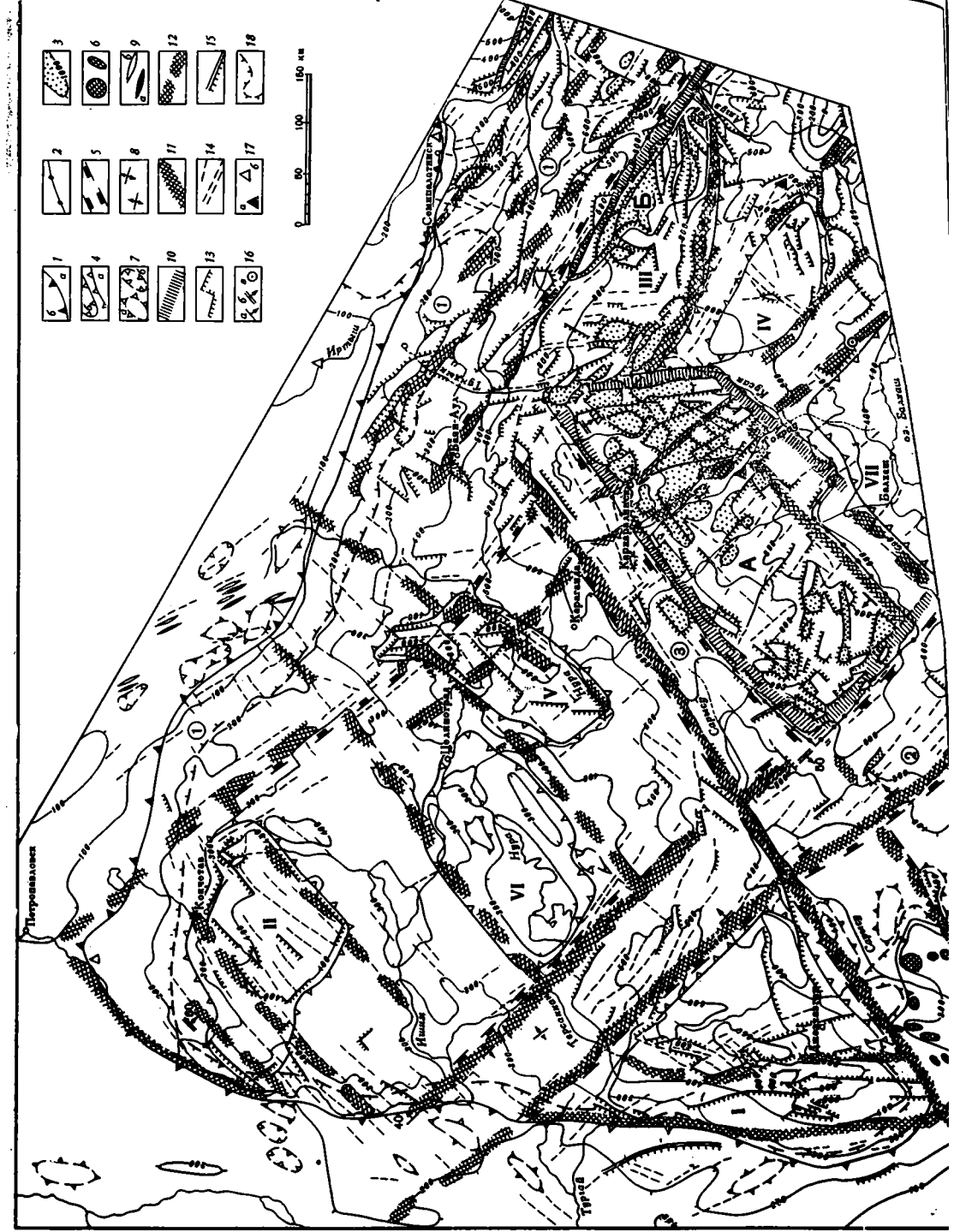


Казахский щит как самостоятельная платформенная структура оформилась в мезозое, когда окружающие его синеклизы приобрели тенденцию к устойчивым опусканиям, а область щита, наоборот, выделилась на фоне прилегающих отрицательных структур своей тенденцией к устойчивым поднятиям (Петрушевский, 1955; Шатский, 1951). В начальный, раннемезозойский период развития все эти структуры развивались, по-видимому, однонаправленно, за исключением некоторых впадин на юго-востоке Казахстана, где продолжались унаследованные с верхнего палеозоя значительные прогибания (Чуйская синеклиза и Алакульская впадина). Для остальной территории в основном были характерны спокойные тектонические условия, выравнивание рельефа и образование коры выветривания, нарушившиеся в эпохи оживления тектонических движений формированием грабенообразных прогибов, приуроченных обычно к зонам глубинных разломов, разделяющим гетерогенные в структурном отношении области палеозойского складчатого основания.

В позднем мезозое, в основном после эпохи региональных верхнеюрских поднятий, отдельные участки описываемого региона утратили общность развития. В пределах Тургайской синеклизы осадконакопление началось с верхнего мела; значительно раньше, по-видимому, оформилась Иртышская синеклиза, которая уже с лейаса приобрела тенденцию к общим опусканиям (Бувалкин, 1960).

Иртышская и Тургайская синеклизы заложились в зонах глубоких расколов фундамента на границе основных геоструктурных областей рассматриваемого региона. Для этих зон характерны пояса ультрабазитов, а также магнитных и гравитационных максимумов. Прогибание, однако, охватило значительно более широкие площади, распространившись на прилегающие части Казахстанской, Уральской и Зайсанской геосинклинальных областей.

С верхнего олигоцена произошла значительная активизация в формировании платформенных структур щита, проявляющаяся на фоне общих тектонических поднятий региона в целом (Сваричевская, 1957). Увеличилась контрастность основных структурных элементов, получивших четкое выражение в современном рельефе (рис. 1). Об активизации тектонических движений в пределах щита свидетельствуют значительные амплитуды суммарных поднятий отдельных структур, достигающие следующих максимальных величин: на Кокчетауском поднятии 300—400 м, на Улутауском поднятии 500—600 м, в Тенизской впадине 250—300 м, в пределах Иртышско-Балхашского водораздела и хр. Чингиз — более



1000 м. Если учесть, что в прилегающих районах Иртышской и Тургайской синеклиз максимальная амплитуда суммарных поднятий, учитывая мощность выполняющих их кайнозойских отложений, составляет 100—200 м, общий размах вертикальных перемещений отдельных структур Казахского щита достигает 300—400 м, увеличиваясь до 800—1000 м в центральной части Иртышско-Балхашского водораздела, которую мы отнесли к области послеплатформенного слабого орогенеза.

На северо-востоке и западе граница Казахского щита с прилегающими синеклизами не везде достаточно отчетливая. На неотектонической схеме (рис. 1) она проведена по сгущению изобаз, представляющему собой флексуобразный перегиб склона (Николаев, 1962). В разных частях щита этот перегиб находится на разных отметках структурной поверхности. При движении вокруг щита с юго-запада на север, а затем на юго-восток граница постепенно переходит с изобазы 300 м до изобазы 150 м.

Северо-восточный склон щита, обращенный к Западно-Сибирской низменности, имеет ступенчатый характер. В северо-западном направлении вдоль склона простирается несколько параллельных зон разломов, активных в новейшее время и выраженных на земной поверхности сложной системой разрывных нарушений (шарнирных сбросо- и взбросо-сдвигов, отдельных блоков «выжимания»). Можно указать на расположенные к северу от Чингиз-Тарбагайского глубинного разлома — Жарминский и Чарский разломы. Они постепенно затухают в северо-западном направлении, проявляясь лишь в сгущении малоамплитудных трещин, к которым приурочены спрямленные участки речных долин и т. д.

Северо-восточная граница Казахского щита не совпадает с каким-либо из этих разломов на всем протяжении, а последовательно смещается с каждого из них к центральной части щита при движении в северо-западном направлении. В связи с блоковым строением упомянутых зон граница в деталях имеет сложную конфигурацию. Относительные смещения блоков фундамента ощущаются и в краевой части Иртышской синеклизы, где на простираении зон дробления в осадочном чехле платформы наблюдаются пологие складки и валы, описанные Е. Д. Шлыгиным, С. М. Мухамеджановым и Г. А. Рейсгоф (1955) и, по нашему мнению, неправильно отнесенные З. А. Сваричевской и М. С. Тэном (1961) к гравитационной складчатости.

Западная граница щита также не совпадает с линией какого-либо одного крупного разлома, ограничивающего Тургайскую синеклизу. Флексуобразный перегиб, по которому проведена граница, в целом

Рис. 1. Схема неотектоники Казахского щита

1 — Граница Казахского щита (а) и прилегающих плит (б); 2 — граница областей послеплатформенного орогенеза; 3 — стратозониты верхнемеловой—палеогеновой поверхности выравнивания, реконструированной в пределах Казахского щита, и кровли чеганской свиты (верхний эоцен — нижний олигоцен) на его периферии (точками покрыты участки с амплитудой поднятий свыше 1000 м); 4 — границы платформенных структур второго порядка: а) поднятий и б) впадин; 5 — предполагаемые границы зон субпараллельных дислокаций; 6 — соляные купола; 7 — локальные антиклинальные (а) и синклинальные (б) складки; 8 — некоторые постумные складки (по А. Е. Михайлову, 1957); 9 — мелкие складки осадочного чехла: а) антиклинальные и б) синклинальные (по З. А. Сваричевской и М. С. Тэну, 1961); 10 — длительно живущие глубинные разломы, активные в новейшее время и выраженные на поверхности Мохоровичича уступами амплитудой от 3—4 до 5—6 км (по Г. Н. Щербе и А. А. Попову, 1962); 11 — активные в новейшее время тектонические швы (зоны сгущения разломов и трещин), разделяющие разнородные блоки земной коры с разной ориентировкой, морфологией и контрастностью неотектонических структур; 12 — зоны сгущения разломов и трещин более мелкого порядка; 13 — новейшие разломы, установленные по геологическим и геоморфологическим данным; 14 — малоамплитудные разрывные нарушения и трещины; 15 — флексуры осадочного чехла; 16 — элементы залегания сместителей глубинных разломов, установленные по геофизическим данным, с углами падения: а) менее 46, б) более 45, в) около 90; 17 — эпицентры слабых землетрясений (а) и пункты, в которых ощущались землетрясения (б); 18 — граница морской трансгрессии Чеганского бассейна (верхний эоцен — нижний олигоцен).

Цифры и буквы на схеме. Поднятия: I — Улутауское, II — Кокчетауское, III — Акбастауское, IV — Караунгское, V — Еремельтауское. Впадины: VI — Тенизская, VIII — Западно-Балхашская. Области послеплатформенного слабого орогенеза: А — Центрально-Казахстанский сложный горст, Б — поднятие хребта Чингиз. Зоны субпараллельных дислокаций: 1 — Прииртышская, 2 — Бетпакадалинская, 3 — Успенская

представляет собой зону активных подвижек по многочисленным разрывным нарушениям северо-западного и северо-восточного простираний так, что в деталях она должна была иметь зубчатый характер. И только в южной части, на широте Джекказгана, граница совпадает с простиранием субмеридиональных малоамплитудных разрывных нарушений. В целом эта зона, возможно, отвечает какому-то глубинному шву, активному в новейшее время.

Наиболее сложным является проведение южной границы Казахского щита с областью интенсивного эпи платформенного горообразования. До начала неотектонического этапа вся эта территория развивалась в общем однотипно. С олигоцена, а для некоторых районов с верхнего плиоцена область эпи платформенного орогенеза резко выделилась по интенсивности и контрастности движений. Амплитуды суммарных поднятий хребтов и опусканий впадин достигают здесь нескольких километров. Для орогенической области характерна значительная перестройка глубинного строения земной коры, увеличение ее мощности до 60 км и более, главным образом, за счет «базальтового» слоя. Граница зоны повышенной мощности земной коры, имеющая к югу от Казахского щита субширотное простирание, несогласно сечет платформенные структуры, имея наложенный новообразованный характер. Севернее располагается своеобразная переходная зона с относительно пониженными значениями мощности земной коры (50—55 км), но довольно интенсивными и контрастными неотектоническими движениями, приспособленными к верхнепалеозойскому структурному плану. Для этой зоны характерны антиклинальные выступы северо-западного простирания, в пределах которых амплитуды суммарных поднятий постепенно снижаются до значений, присущих платформенным структурам. Однако эта зона отличается от Казахского щита тем, что описанные антиклинальные поднятия разделяются сопряженными впадинами, выполненными кайнозойскими отложениями значительной мощности, с суммарными опусканиями за неоген и четвертичный период более 500 и 1000 м. Южная граница щита и области послеплатформенного орогенеза проходит по северной окраине упомянутых поднятий и впадин, за пределами южной рамки составленной нами карты.

Главными элементами неотектонической структуры Казахского щита, четко выделяющимися по своей гипсометрии, являются: Улутауское и Кокчетауское поднятия, Тенизская впадина, Центрально-Казахстанское поднятие, поднятие хр. Чингиз и др.¹

Все перечисленные структуры, за исключением участков эпи платформенного орогенеза, представляют собой плоские сводообразные поднятия и впадины с очень пологими склонами, отличающиеся друг от друга ин-

¹ Необходимо подчеркнуть известную условность упомянутых терминов «поднятие» и «впадина», часто обозначающих различные по масштабу и происхождению структурные элементы. Использование этих нейтральных орографических терминов вызвано тем, что генетическая классификация структур, осложняющих щиты, до настоящего времени пока не разработана в связи со слабой изученностью их морфологии и истории развития. Впервые идеи об отражении в главных формах рельефа Центрального Казахстана элементов мезо-кайнозойской тектонической структуры были высказаны И. П. Герасимовым (1943, 1946) и Г. Ц. Медоевым (1944, 1946), Н. С. Шатский (1951) и Б. А. Петрушевский (1955) рассматривали Центральный Казахстан как единое структурное сооружение, имеющее складчатое строение. Эта концепция в дальнейшем получила развитие в работах З. А. Сваричевской (1957, 1961) и других исследователей, отводивших разрывным нарушениям второстепенную роль. Краткая характеристика неотектоники Казахского щита дана в монографии Н. И. Николаева (1962). В последние годы неоднократно высказывались взгляды о блоковой и складчато-глыбовой природе новейшей тектонической структуры Центрального Казахстана (Бабак, 1962; Беспалов, 1965). Значительно более подробно охарактеризованы частные элементы новейшей структуры Казахского щита (Милановский, 1957; Михайлов, 1958; Малиновский, 1961, 1967; Ключикин, 1962; Моисеенко, 1962; Козловский, 1966; Бабак, Паисова, 1968 и др.). К сожалению, в этих работах вопросы структурного районирования почти не затронуты.

тенсивностью суммарных вертикальных перемещений. Это хорошо видно на схеме (см. рис. 1), где изобазы проведены обобщенно, без учета мелкой мозаики блоков и разрывных нарушений, осложняющих крылья и своды этих структур.

Вертикальные однонаправленные движения крупных структурных элементов Казахского щита унаследованно развивались на протяжении длительного времени, по крайней мере с мезозоя.

Происхождение перечисленных структур Казахского щита можно объяснить только вертикальными перемещениями земной коры, обусловленными длительно развивающимися глубинными процессами на границе коры и в верхней мантии. Эти движения охватывают крупные участки земной коры, и выражением их на поверхности являются пологие складчатые структуры, или складки основания с большим радиусом кривизны. Углы падения на крыльях этих поднятий и впадин очень невелики (доли градуса и первые градусы).

Если взять за основу тектонического районирования величину вертикальных перемещений земной поверхности или, другими словами, использовать при тектонических построениях конфигурацию обобщенных изобаз, то очень скоро можно убедиться в чрезвычайной сложности поставленной задачи. Например, где проходит граница Тенизской впадины и Улутауского поднятия, если переход между ними, судя по изолиниям структурной поверхности, более или менее постепенный¹?

Нельзя, в частности, признать правильное проведение границы по какой-либо изолинии, окружающей ту или иную структуру, потому что эта граница может располагаться в принципе на разной высоте. В качестве примера может быть указана граница Казахского щита, снижающаяся, как было отмечено выше, в северном направлении.

Отсюда следует, что при выделении крупных структурных элементов Казахского щита необходимо, помимо данных о распределении в пространстве суммарных амплитуд вертикальных неотектонических движений, использовать также другие исходные материалы; хотя ведущим признаком при выделении платформенных структур крупного порядка безусловно остаются направленность и интенсивность вертикальных тектонических движений.

Другим критерием, который может быть взят за основу при выделении главных неотектонических структур, является их внутренняя неоднородность. Для каждой из них характерны свой структурный рисунок, свои закономерности в расположении, ориентировке в преобладающих простираниях разрывных нарушений и локальных структур более мелкого порядка, отличающихся также по своей морфологии. Границами, разделяющими однородные по своему структурному рисунку области, обычно являются зоны активных в новейшее время разрывных нарушений.

Происхождение структурного рисунка в пределах того или иного блока объясняется следующими причинами. Во-первых, структурный рисунок отражает характер деформаций исходной поверхности за неотектонический этап, план которых, в свою очередь, зависит от напряжений, характерных для всего блока в целом и, во-вторых, структурный рисунок зависит от особенностей геологического строения блока, сформировавшихся в предшествующие этапы развития, т. е. тесно связан и в какой-то мере унаследован от структуры основания. Другими словами, разрядка неотектонических напряжений в пределах блока приспособливается к особенностям его внутреннего строения.

По указанному признаку можно выделить блоки разных порядков: более мелкие, входящие в состав платформенных структур, и главные

¹ На территории Казахского щита четко выделяются сгущения изобаз лишь ограничения Чингизской и Центрально-Казахстанской области слабого эпиплатформенного орогенеза.

объединяющие в себе несколько складок основания первого порядка. При рассмотрении карты неотектоники можно видеть, что перечисленные структурные элементы щита могут быть сложными по своему строению (например, Улутауское поднятие, в состав которого входит несколько разнородных блоков) и простыми (например, Тенизская впадина, обладающая однородным структурным рисунком).

Сравнение участков, отличающихся по интенсивности и направленности неотектонических движений, получающих отражение в обобщенных контурах стратоизогипс, с границами описанных выше блоков показывает их плановое соответствие. Главные элементы новейшей структуры Казахского щита имеют, как правило, угловатую форму в плане, соответствующую очертаниям выделенных блоков. Округлые при первом взгляде на гипсометрическую карту главные формы рельефа Центрального Казахстана при детальном рассмотрении распадаются на ряд спрямленных структурных элементов.

Отсюда следует вывод о том, что структуры Казахского щита имеют в своей основе глыбовое строение, хотя суммарные вертикальные деформации этих глыб выражаются в общем плавными изгибами земной поверхности (Бабак, 1962; Беспалов, 1965).

Таким образом, в нашем распоряжении появляется новый критерий в проведении границ платформенных структур, которые должны совпадать в плане с естественными ограничениями глыб, входящими в их состав и влияющими на их конфигурацию.

Сопоставление карты неотектоники с тектоническими схемами Казахстана, отражающими предшествующие этапы развития (Богданов, 1959, 1965; Богданов и др., 1963; Борсук, Яговкин, 1964; Маркова, 1964, и др.) позволяет сделать вывод о том, что общий структурный план региона заложен давно. В основном он начал формироваться в эпоху каледонской складчатости и окончательно был образован в верхнем палеозое. Таким образом, новейшая тектоническая структура Казахстана имеет в общем унаследованный характер.

Более детальное сопоставление неотектонической структуры с тектоникой складчатого основания Казахского щита показывает следующее. Положительные неотектонические структуры большей частью совпадают с древними массивами, для которых была характерна наиболее ранняя консолидация и тенденция к преобладающим поднятиям на протяжении последующего геосинклинального развития окружающих областей (Кокчетаяуская глыба, Улутауский и Чингизский массивы и т. д.). Однако новейшие тектонические поднятия обычно охватывают не только указанные массивы, но и прилегающие структуры с совершенно иной историей геологического развития. Например, основанием крутого западного крыла и свода Улутауского поднятия является одноименный антиклинорий, а пологого восточного крыла — часть верхнепалеозойской Джекказганской впадины.

Преобладают прямые унаследованные формы положительных и отрицательных структур, как крупных (перечисленных выше), так и мелких постумных складок. Примеры постумного развития некоторых палеозойских антиклинальных структур приведены в статье А. Е. Михайлова (1957), который объясняет некоторые случаи подпруживания речных долин продолжающимися поднятиями этих антиклиналей.

Можно, однако, привести примеры и обращенных структур. Наиболее интересным является плановое соответствие восточной части Центрально-Казахстанской области эпиплатформенного орогенеза верхнепалеозойской Токрауской впадине, завершившей свое развитие в перми.

Приведенные примеры показывают, что унаследованность в развитии новейших тектонических структур проявлена достаточно сложно и требует специального изучения. Не оставляет, однако, сомнений проявление во времени четкой взаимосвязи структурных ограничений крупных бло-

ков земной коры, совпадающих с зонами длительно живущих разломов. С этой точки зрения карты неотектоники являются интересным фактическим материалом для палеотектонического анализа и могут быть использованы для уточнения положения тектонических швов, и особенно при трассировании последних в закрытых районах.

По нашему мнению, при выделении неотектонических структур разного порядка необходимо учитывать также геофизические данные о глубинном строении Казахского щита. Результаты геофизических исследований в Казахстане подтверждают вывод о глыбовом строении земной коры, хотя, к сожалению, не обладают достаточной точностью и детальностью, на что указывают разногласия в трактовке одних и тех же исходных материалов. Наиболее интересными для нас являются данные о значительных изменениях мощности земной коры в пределах основных элементов новейшей структуры Казахского щита (Щерба, Попов, 1962); как правило, районам с увеличенной мощностью земной коры соответствуют не менее контрастные поднятия земной поверхности. Имеющиеся данные говорят о том, что изменение мощности земной коры в этих районах происходит главным образом за счет утолщения «базальтового» слоя. Особенно значительной мощности (более 35 км) он достигает в Центрально-Казахстанской области послеплатформенного орогенеза (Андреев и др., 1964).

Очень ценными для неотектонического районирования являются также данные о глубине проникновения тектонических швов, о направлении и угле наклона их сместителей (Андреев и др., 1965). Следует отметить, что выявляющиеся по данным неотектоники протяженные зоны разрывных нарушений соответствуют длительно существующим глубинным разломам первого порядка, проникающим в верхнюю мантию или «базальтовый» слой земной коры. Особенно интересны глубинные разломы, выраженные ступенеобразными уступами поверхности Мохоровичича амплитудой от 3—4 до 5—6 км (Щерба, Попов, 1962). На карте неотектоники им соответствуют зоны интенсивного дробления субстрата, сгущения изобаз, а в некоторых случаях протяженные разломы молодого возраста с амплитудой вертикального смещения свыше 200 м. Эти зоны ограничивают участки послеплатформенного слабого горообразования в пределах Казахского щита, или наиболее возвышенные и тектонически раздробленные ядра платформенных структур (Кокчетауское поднятие). Особую группу составляют такого же типа постепенно затухающие разломы северо-западного простирания, развитые на юго-востоке описанного района и проникающие в его пределы из области интенсивного горообразования, с которой они генетически тесно связаны (Джунгарский, Чингиз-Тарбагатайский и др.). Все они являются границами блоков, испытывающих контрастные относительные перемещения, а в краевой части области интенсивного горообразования — движения разного знака. Разломы, проникающие в земную кору до «базальтового» слоя, или затухающие в пределах «гранитного» слоя, обычно являются границами структур более мелкого порядка. Интересной особенностью глубинных разломов, выявленной геофизическими методами, является их падение в сторону центральных частей щита (Андреев и др., 1965).

Перечисленный комплекс признаков (амплитуды суммарных перемещений земной поверхности и морфология структурных форм, обрисованных изобазами; структурная неоднородность отдельных блоков и геофизические данные о глубинном строении земной коры) позволяют довольно уверенно и объективно выделять в пределах Казахского щита новейшие платформенные структуры второго и третьего порядка. Неотектоническое районирование Казахского щита по указанным признакам дано на рис. 1. Помимо перечисленных выше Улутауского и Кокчетауского поднятий и Тенизской впадины на схеме выделены аналогичные по рангу структуры второго порядка — Западно-Балхашская впадина и ограниченное зонами дробления Акбастауское и Караунгирское поднятия.

Наиболее приподнятые и раздробленные участки Казахского щита, отличающиеся также повышенной мощностью «базальтового» слоя земной коры и отграниченные от прилегающих структур глубинными разломами с уступами поверхности Мохоровичича амплитудой до 5—6 км, выделены нами как локальные области послеплатформенного орогенеза. Сюда относятся Центрально-Казахстанский сложный горст и поднятие хр. Чингиз, ограниченное с северо-востока глубинным разломом, а с юго-запада — зоной дробления.

На схеме также выделены особые, ранее не отмечавшиеся элементы неотектонической структуры, получившие название зон субпараллельных разрывных дислокаций: Прииртышская, Бетпакалинская и Успенская. Основной особенностью их внутреннего строения является наличие многочисленных, ориентированных в общем параллельно ограничивающим их глубинным разломом, малоамплитудных разрывных нарушений, трещин, мелких блоков и т. д. Особенно интенсивное дробление отмечается на изгибах этих зон. Эти зоны, имеющие северо-западное и северо-восточное простирание, разграничивают крупные глыбы земной коры, обычно объединяющие в себе несколько платформенных структур второго и третьего порядка, приуроченных к отдельным более активным блокам внутри этих глыб. Не исключена возможность, что именно эти крупные глыбы являются главными структурными элементами щита.

На пересечении этих зон разрывных нарушений одна из них (возможно, более активная на протяжении новейшего этапа) обычно доминирует в ориентировке локальных форм. Однако всегда в какой-то степени скрывается и другое направление. Интересно, что эти зоны прослеживаются и за пределами Казахского щита, проявляясь в ориентировке и морфологии соответствующих участков прилегающих платформенных структур и области интенсивного эпиплатформенного горообразования.

Изложенный выше материал показывает важную роль в неотектонике Казахского щита глубинных разломов древнего заложения и обновленных или вновь образованных разрывных нарушений более мелкого порядка. На схеме разломы по степени их выраженности в новейшей структуре делятся на: 1) глубинные разломы, проникающие в верхнюю мантию и смещающие поверхность Мохоровичича. На земной поверхности они ограничивают с севера хр. Чингиз и Центрально-Казахстанский горст, испытывающий интенсивное дробление, и проявляются или в виде сложной системы мелких блоков, или в виде ряда ступеней, или, наконец, в виде протяженных одиночных расколов, прослеживающихся на многие десятки километров. Значительная амплитуда (более 100—200 м) и однозначность перемещений вдоль этих структур позволяют связывать их с вертикальными относительными перемещениями разграниченных ими блоков, обусловленными глубинными процессами; 2) второй группой предполагаемых активных в новейшее время глубинных разломов, выделенных на схеме, являются тектонические швы, разграничивающие однородные крупные блоки земной коры, которые отличаются друг от друга по ориентировке и морфологии неотектонических структур (на земной поверхности они обычно выражены системами трещин или малоамплитудных разрывных нарушений шарнирного типа и по простиранию часто переходят в разломы первой группы); 3) разломы третьего порядка, как было отмечено выше, прослеживаются внутри однородных в неотектоническом отношении крупных блоков, разграничивая частные поднятия и впадины, выраженные в рельефе. На земной поверхности зоны этих разломов выражены системами мелких разрывных нарушений и сгущениями трещин, сходными по своему поверхностному выражению с разломами предыдущей группы.

Для разломов двух последних типов характерна неравномерность интенсивности деформаций в разных участках одних и тех же нарушений. Так, зоны чрезвычайно слабых деформаций, выраженных в релье-

фе в виде «структурных линий» (спрямленных отрезков речных долин и т. д.), при прослеживании по простираению сменяются участками интенсивного дробления, где относительно приподнятые мелкие блоки клиновидной и линзовидной формы чередуются с узкими грабенами или возвышаются в виде изолированных одиночных массивов (блоки «выжимания»). Причем все эти деформации часто развиваются на фоне очень слабых относительных вертикальных перемещений двух соседних блоков, разграниченных описываемыми зонами. Последнее обстоятельство не позволяет связывать нарушения подобного типа с проявлением вертикальных тектонических движений, а заставляет привлекать для объяснения механизма их образования влияние смещений крупных блоков земной коры относительно друг друга в горизонтальном направлении, в результате которых в зонах сдвигов возникают локальные очаги дробления, структуры сжатия и растяжения. Незначительные размеры многих структур такого типа (блоков «выжимания», грабенов), достигающих иногда в поперечнике нескольких сотен метров или первых километров, позволяют говорить о безусловно поверхностном происхождении деформаций, не связанном с глубинными процессами (например, локальным разуплотнением вещества). О поверхностном характере деформаций свидетельствует также определенная связь новейших структурных форм с особенностями геологического строения того или иного участка, т. е. со структурой, характерной для самых верхних горизонтов земной коры.

В литературе по Центральному Казахстану мне известна лишь одна работа, посвященная обоснованию молодого мезо-кайнозойского возраста сдвиговых смещений. Речь идет о статье М. М. Уколова (1966), посвященной описанию структуры одного из участков Актааской зоны разломов, расположенного в пределах Токрауской впадины. На примере верхнепалеозойских (пермских) гранитных массивов, имеющих субвулканический характер и первично изометричную форму, автор по характеру смещения границ этих тел, а также окружающих их кольцевых даек и вмещающих пород делает вывод о мезо-кайнозойском возрасте сдвиговых смещений, достигающих амплитуды 8—9 км. Указывается также, что в верхнем палеозое смещения по этим разломам имели вертикальный характер, а сдвиговые перемещения начали проявляться, как результат изменения общего плана деформаций, лишь после завершения вулканической деятельности и окончания формирования пермских гранитных интрузий. М. М. Уколов считает возможным связывать возникновение сдвиговых напряжений с третичным периодом, отмечая также, что перемещения по разломам продолжаются до настоящего времени, о чем свидетельствуют четкая выраженность сместителей на аэрофотоснимках, смещения вдоль них современных отложений и, наконец, наличие небольших зияющих трещин в рыхлых отложениях, перекрывающих разломы.

Предположение о сдвиговой природе некоторых новейших деформаций Центрального Казахстана подтверждается анализом структурного рисунка многих молодых разрывных нарушений, получивших отражение на упомянутой выше карте неотектоники, по методике, описанной в статье В. С. Буртмана, А. В. Лукьянова, А. В. Пейве и В. С. Руженцева (1963). Следует подчеркнуть, что установленные при этом признаки сдвиговых перемещений безусловно относятся по своему возрасту к новейшему этапу, так как проявляются в деформациях верхнемеловой — палеогеновой (доверхнеолигоценовой) поверхности выравнивания. Местами, судя по свежести форм и смещениям четвертичных отложений, наблюдаемых на аэрофотоснимках, можно говорить о четвертичном возрасте деформаций.

Подробный анализ структур, образование которых связано с локальными очагами напряжений сжатия и растяжения, обусловленными

сдвиговыми перемещениями крупных блоков земной коры, провести здесь невозможно. Поэтому мы ограничимся лишь одним примером сдвиговых деформаций в зоне Чингизского разлома (рис. 2). Для этого разлома, так же как и для многих других разрывных нарушений такого же простираения, очень характерны сочетания структур сжатия и сдвига, связанные с изменением его конфигурации. В пределах Чингизской зоны наблюдается кулисообразное расположение отдельных прямолинейных разломов, представляющих собой сдвиги, затухающие по простираению. От каждого из них под острым углом отходит серия структур сжатия,

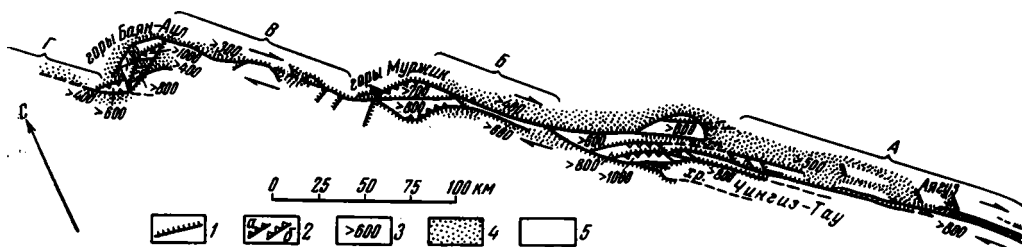


Рис. 2. Схема Чингизского новейшего сдвига

1 — новейшие разломы (штрихи направлены в сторону опущенного крыла); 2 — взросы и крутые надвиги: а) геологически обоснованные, б) предполагаемые (вершины треугольников направлены в сторону падения сместителей); 3 — средние абсолютные высоты современного гипсометрического положения верхнемеловой — палеогеновой поверхности выравнивания; 4 — районы аккумуляции неогеновых и четвертичных отложений; 5 — выходы палеозойского складчатого основания

которые сначала расходятся, а затем через некоторое расстояние снова собираются в единую зону сдвига, параллельную первой. На рис. 2 эти прямолинейные участки сдвига обозначены буквами А, Б, В и Г. Структуры сжатия, возникающие в локальных очагах напряжений, представляют собой относительно приподнятые блоки, с амплитудами вертикальных смещений до 500 м, чрезвычайно отчетливо выраженные в рельефе. Им соответствуют на рис. 2 Баянаульские горы, горы Муржик и отдельные низкогорные массивы хр. Чингиз. В пользу того, что описываемые блоки являются структурами сжатия, свидетельствует не только их приподнятость относительно прилегающих слабо дислоцированных участков, но также и генетический тип ограничивающих их разрывных нарушений, представляющих собой взросы или крутые надвиги (Козловский, 1963).

Таким образом, можно по-новому объяснить механизм образования так называемых блоков «выжимания». Этот термин, по-видимому, впервые применил В. В. Ключкин (1964), который называл так ограниченные разломами изолированные поднятия, занимающие «островное» положение среди окружающих более или менее выровненных пространств. Выдвигание блоков в неогене и в четвертичном периоде автор объяснял сжатием, возникающим в результате коробления земной поверхности, членистого складкообразования, характерного для неотектонического этапа развития Казахстанского щита. Аналогичным образом объясняли новейшие поднятия некоторых «островных» гор, сложенных гранитами и вторичными кварцитами, З. А. Сваричевская и В. И. Яговкин (1964), Я. А. Виньковский, Б. С. Зейлик и Д. Ф. Киселева (1964).

Мы установили структурную приуроченность описываемых поднятий к локальным очагам сжатия, закономерно расположенным в зонах разломов, по которым в новейшее время происходили смещения или возникали напряжения сдвигового типа.

Исходя из анализа структурного рисунка, можно предполагать, что большинство новейших разломов северо-западного простираения являются правыми сдвигами и развиваются в условиях общего сжатия субмеридионального направления и растяжения субширотной ориентиров-

ки. Именно в этих условиях должны формироваться описанные нами структурные элементы. Некоторые из упомянутых зон разломов продолжают в пределы активизированной области, где имеются прямые доказательства горизонтальных перемещений (Джунгарский разлом).

В заключение необходимо отметить, что имеющиеся данные по новейшей тектонике Казахского щита не позволяют говорить о крупных перемещениях по сдвигам на протяжении новейшего этапа. Исходя из характера деформаций структурной поверхности, пожалуй, правильнее было бы сделать вывод о существовании сдвиговых напряжений на границах крупных блоков или об их горизонтальных перемещениях небольшой амплитуды. Следует подчеркнуть также, что несмотря на предварительный характер вывода о новейших сдвигах Центрального Казахстана, автор считает своевременным привлечь внимание исследователей к этому вопросу.

* * *

Изложенный выше материал показывает, что особенности новейшей тектонической структуры Казахского щита можно объяснить сочетанием вертикальных и горизонтальных движений крупных блоков земной коры. Без сомнения, определяющая роль принадлежит вертикальным движениям, обусловленным глубинными процессами, которыми созданы основные неровности земной поверхности — сводообразные поднятия и пологие прогибы, а также осложняющие их более мелкие складки основания. Угловатые очертания этих поднятий и прогибов контролируются границами крупных блоков земной коры, представляющими глубинные разломы, активные в новейшее время. Это говорит о том, что новейшая структура Казахского щита по своей природе является глыбово-складчатой. Важную роль в неотектонике Казахского щита играют зоны разрывных нарушений, унаследованные от палеозойского структурного плана.

Новым в представлениях о неотектонике Центрального Казахстана является установление косвенных признаков горизонтальных смещений крупных блоков земной коры относительно друг друга. Трансформацией этих перемещений в вертикальные движения в очагах локальных напряжений, связанных с направленностью сдвиговых смещений и конфигурацией глыб, удовлетворительно объясняется морфология мелких структурных форм (блоков «выжимания» и др.), приуроченных к зонам разрывных нарушений.

Горизонтальными смещениями глыб относительно друг друга, по-видимому, можно также объяснить прекрасную морфологическую выраженность разломов и их активность в условиях слабой дифференцированности и контрастности вертикальных движений земной коры в целом, характерных для Центрального Казахстана.

На основании имеющихся данных можно предполагать также горизонтальную деформацию крупных глыб земной коры, участвующих в сдвиговых смещениях и, по-видимому, изменяющих в какой-то степени свою форму в плане. Горизонтальной деформацией блоков, очевидно, можно отчасти объяснить закономерный плановый рисунок трещиноватости и ориентировки локальных форм в пределах каждого из них.

Наши данные по неотектонике Центрального Казахстана позволяют с несколько новых позиций подойти к решению вопроса о соотношении и роли складчатых и разрывных нарушений в формировании новейшей структуры Казахского щита и прилегающих районов Средней Азии и юго-восточного Казахстана. По-видимому, необходимо различать две группы структур разного происхождения, в основе которых лежат различные процессы тектогенеза.

Первая группа структур генетически связана с глубинными процессами, обуславливающими вертикальные складчатые деформации зем-

ной поверхности. Эти движения — площадные, охватывающие значительные участки земной коры и унаследованно развивающиеся длительное время. В наиболее активизированных участках границы структурных элементов, приуроченные обычно к глубинным разломам, могут быть очень контрастными и проявляются на поверхности в виде сложных зон или протяженных одиночных разрывных нарушений со значительными выдержанными амплитудами вертикальных смещений.

Вторая группа структур, имеющих второстепенное значение, по-видимому, связана с горизонтальными движениями блоков, которые определяют внутреннюю деформацию глыб, их растрескивание, а также морфологию специфических мелких структурных форм. Сдвиговые деформации на границах крупных блоков могут развиваться как в условиях контрастных вертикальных движений глыб, отмеченных выше, так и в случае очень слабых вертикальных перемещений. Сдвиговые зоны отчетливо выражены в разных областях — в пределах щитов материковой платформы и в области эпиплатформенного орогенеза. Они либо совпадают с границами крупных структурных элементов первого и второго порядка, либо развиваются по частным разломам, наложенным на эти структуры. Сдвиговые деформации осложняют складки основания, хотя генетически могут быть и не связаны с ними. Закономерное расположение сдвиговых деформаций относительно стран света и возможная смена ориентировки процесса напряженного состояния земной коры во времени (Лукьянов, 1965; Трифонов, 1964) позволяют связывать эти дислокации с изменениями ротационного режима Земли.

Литература

- Андреев А. П., Бродовой В. В., Гольдшмидт В. И., Кузьмин Ю. И., Морозов М. Д., Эйдли Р. А. Глубинное строение земной коры Казахстана и методика ее изучения. Изв. АН КазССР. Сер. геол., № 4, 1964.
- Андреев А. П., Бродовой В. В., Гольдшмидт В. И., Кузьмин Ю. И., Морозов М. Д., Эйдли Р. А. Размещение глубинных разломов в Казахстане. Изв. АН КазССР. Сер. геол., № 4, 1965.
- Бабак В. И. Основные черты неотектоники Иртышско-Балхашского водораздела. «Тезисы докладов Душанбинской сессии II Всес. тектонического совещ.». Душанбе, 1962.
- Бабак В. И., Паисова Э. К. Рельеф и неотектоника Центрально-Казахстанского нагорья (водораздела рек Иртышского, Балхашского и Нурынского бассейнов). В кн. «Проблемы тектонических движений и новейших структур земной коры». Изд-во «Наука», 1968.
- Беспалов В. Ф. Альпийская тектоника Южного Казахстана. Изв. АН КазССР. Сер. геол., № 1, 1965.
- Богданов А. А. Основные черты палеозойской структуры Центрального Казахстана. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы, отд. геол., т. 34, вып. 1, 1959.
- Богданов А. А. Тектоническое районирование палеозойского Центрального Казахстана и Тянь-Шаня. Статья 1. Строение каледонского срединного массива. Статья 2. Варисийские складчатые системы. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы, отд. геол., т. X, вып. 5 и 6, 1965.
- Богданов А. А., Зайцев Ю. А., Мазарович О. А., Максимов А. А., Тихомиров В. Г., Четверикова Н. П. Тектоническое районирование палеозойского массива Центрального Казахстана. Вестн. Моск. ун-та. Геология, № 5, 1963.
- Борсук Б. И., Яговкин В. И. О принципе составления тектонической карты Центрального и Южного Казахстана. В кн. «Складчатые области Евразии». Изд-во «Наука», 1964.
- Бувалкин А. К. К вопросу о тектонических движениях мезозоя Восточного Казахстана. Изв. АН КазССР. Сер. геол., вып. 3 (40), 1960.
- Буртман В. С., Лукьянов А. В., Пейве А. В., Руженцев С. В. Горизонтальные перемещения по разломам и некоторые методы их изучения. В кн. «Разломы и горизонтальные движения земной коры». Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 80, 1963.
- Виньковский А. Я., Зейлик Б. С., Киселева Д. Ф. О происхождении некоторых островных гор Центрального Казахстана. Изв. Всес. геогр. о-ва, т. 96, вып. 6, 1964.
- Герасимов И. П. Современные проблемы геоморфологии Казахстана. Изд-во Каз. фил. АН СССР, Алма-Ата, 1943.

- Герасимов И. П. Структурные и скульптурные особенности рельефа Казахстана. *Вопр. географии*. Сб. 1, 1946.
- Ключкин В. В. Четвертичные отложения и проявления новейших движений бассейна р. Жаман-Сарысу (Центральный Казахстан). В изд. Всес. н.-и. геол. ин-т. Информ. сб. № 52. Материалы по четвертичной геологии и геоморфологии, 1962.
- Ключкин В. В. Геоморфология и кайнозойские отложения северо-западного Прибалхашья (Центральный Казахстан — водораздел Моинты — Сарысу). Автореф. канд. дис., 1964.
- Козловский Г. М. Фрагменты новейшей тектоники хребта Чингиз. *Изв. АН КазССР. Сер. геол.*, вып. 3 (54), 1963.
- Козловский Г. М. Деформации доэоценового пенеплена хребта Чингиз. *Изв. АН КазССР. Сер. геол.*, № 1, 1966.
- Курдюков К. В. Неотектоническая карта Джунгарского Алатау и принципы ее составления. *Бюл. Комиссии по изуч. четвертичн. периода. Изд-во АН СССР*, № 27, 1962.
- Лукьянов А. В. Структурные проявления горизонтальных движений земной коры. *Тр. Геол. ин-та АН СССР*, вып. 136, 1965.
- Малиновский В. Ю. Неотектоника Карагандинского района (Центральный Казахстан). *Вестн. Моск. ун-та. Геология*, № 6, 1961.
- Малиновский В. Ю. Кайнозой центральной части Казахского щита. «Материалы по геологии Центрального Казахстана», т. 7. Изд-во Моск. ун-та, 1967.
- Маркова Н. Г. Закономерности размещения разновозрастных складчатых зон на примере Центрального Казахстана. В кн. «Складчатые области Евразии». Изд-во «Наука», 1964.
- Медоев Г. Ц. К геоморфологии мелкосопочника Казахской степи (тектонические и геоморфологические элементы и типы рельефа мелкосопочника). *Изв. Каз. фил. АН СССР. Сер. геол.*, вып. 2—3, 1944.
- Медоев Г. Ц. Геоморфология низовьев реки Кусак. *Изв. Каз. фил. АН СССР. Сер. геол.*, вып. 8 (26), 1946.
- Милановский Е. Е. История развития рельефа и молодые тектонические движения восточной части Сарысу-Тенизского водораздела. *Сов. геология*, сб. 62, 1957.
- Михайлов А. Е. К вопросу о происхождении некоторых озер северной части Центрального Казахстана. *Землеведение*, т. 4, Изд-во МГУ, 1957.
- Михайлов А. Е. О новейших тектонических движениях в западной части Центрального Казахстана. *Изв. высш. уч. завед. Сер. геол. и разведка*, № 7, 1958.
- Моисеенко Ф. С. Материалы по морфологии и истории развития новейших структур Восточного Казахстана и некоторые вопросы теории. В кн. «Тектоника Сибири», т. 1, Изд-во СО АН СССР, Новосибирск, 1962.
- Николаев Н. И. Неотектоника и ее выражение в структуре и рельефе территории СССР. *Госгеолтехиздат*, 1962.
- Николаев Н. И. Новейшие тектонические движения и неотектоника. «Физико-географический атлас мира». Изд-во ГУГК ГГК СССР, 1964.
- Николаев Н. И., Шульц С. С. Обзорная карта неотектоники СССР и принципы ее составления. Сб. «Неотектоника СССР». Изд-во АН ЛатвССР, Рига, 1961.
- Петрушевский Б. А. Урало-Сибирская эпигерцинская платформа и Тянь-Шань. Изд-во АН СССР, 1955.
- Сваричевская З. А. Новейшие тектонические движения в Восточном Казахстане. *Вестн. АН КазССР*, № 7, 1957.
- Сваричевская З. А. Древний пенеплен Казахстана и основные этапы его преобразования. Изд. ЛГУ, 1961.
- Сваричевская З. А., Тэн М. С. Гравитационная складчатость на западном склоне Иртышской впадины. *Уч. зап. ЛГУ*, № 298. Сер. геогр. наук, вып. 15, 1961.
- Сваричевская З. А., Яговкин В. И. О ядрах протыкания интрузивных пород в новейших брахиантиклиналях домезозойского основания в Центральном Казахстане. В кн. «Проблемы неотектоники», 1964.
- Трифонов В. Г. Ассоциации верхнепалеозойских структур Северного Прибалхашья. В кн. «Складчатые области Евразии». Изд-во «Наука», 1964.
- Уколов М. М. К вопросу о строении Актавской зоны разломов (Центральный Казахстан). В кн. «Геология, геохимия и минералогия месторождений редких элементов Казахстана». Изд. Каз. ин-та минерального сырья, Алма-Ата, 1966.
- Шатский Н. С. Мезо-кайнозойская тектоника Центрального Казахстана и Западно-Сибирской низменности (к вопросу о явлениях унаследования в развитии платформ). В кн. «Памяти акад. А. Д. Архангельского». Изд-во АН СССР, 1951.
- Шлыгин Е. Д., Мухамеджанов С. М., Рейсгоф Г. А. О тектонике мезокайнозойской северной окраины Казахской складчатой страны. *Вестн. АН КазССР*, № 2 (119), 1955.
- Щерба Г. Н., Попов А. А. Некоторые данные о мощности земной коры в южной части Восточного Казахстана. *Изв. АН КазССР. Сер. геол.*, вып. 3 (48), 1962.

Московский государственный
университет им. М. В. Ломоносова

Статья поступила
20 августа 1967 г.

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 551.24(470.5)

В. П. ТРИФОНОВ, Н. П. ВЛОХ, А. Л. АЛЕЙНИКОВ, О. В. БЕЛАВИН,
А. В. ЗУБКОВ, Л. И. ОВЧИННИКОВАНЕОТЕКТОНИКА УРАЛА И ЕЕ СООТНОШЕНИЯ
С ГЕОФИЗИЧЕСКИМИ АНОМАЛИЯМИ

По современным представлениям Урал является новейшей морфоструктурой, возникшей в результате слабо дифференцированных неоген-антропогенных тектонических движений (Вахрушев, 1960; Вербицкая, 1964; Герасимов, 1959; Николаев, 1962; Трифонов, 1961; Шульц, 1962). Уральская морфоструктура гипсометрически отчетливо возвышается над окружающими ее восточной окраиной Восточно-Европейской платформы на западе и Западно-Сибирской плитой — на востоке.

Новейшие тектонические движения не привели к образованию существенно новой складчатой структуры Урала. Они вовлекали в общее поднятие более древние структуры, переместив их на новый, более высокий гипсометрический уровень и несколько их деформировав. В зависимости от интенсивности поднятий и активности денудации и эрозии возник различной степени расчлененности среднегорный рельеф в осевых частях Северного и Южного Урала, а так же низкогорный и холмистый рельеф на Среднем Урале. При этом во многих районах оказались отпрепарированными в прямом соответствии с рельефом элементы древних, преимущественно герцинских складчатых структур. В областях же менее интенсивных поднятий и соответственно слабого эрозийного расчленения, характерных для склонов Урала, в особенности для восточного Зауралья, далеко не везде наблюдается унаследованность рельефа от более древних структур. В этих областях местами отмечается некоторая активизация не только неогеновых и плейстоценовых тектонических движений, но и современных голоценовых, преимущественно в зонах и участках, занятых гранитными массивами.

Амплитуда новейшего поднятия Урала различными авторами оценивается различно; некоторые из них (Варламов, 1960; Чиждова, 1967, и др.) склонны принимать повышенные градиенты и амплитуды до 700—1000 м за неотектонический этап; другие, например Д. В. Борисевич (1967), полагают, что амплитуда послеолигоценовых дифференцированных поднятий на Урале не превышают 200—250 м.

Наиболее вероятными и близкими к действительности, по-видимому, являются амплитуды неоген-антропогенных поднятий, принятые на составленной в 1963 г. коллективом геоморфологической партии Уральского геологического управления и кафедры общей геологии Свердловского горного института карте новейшей тектоники Урала (Сигов, 1967). Согласно этой карте, величина сводообразного поднятия осевых частей Северного и Южного Урала составляет 300—400 м, а Среднего Урала — 200—250 м. Соответственно амплитуды новейших поднятий на окраине Русской платформы и Западно-Сибирской плиты обычно не превышают 150 м. Таким образом, несмотря на некоторые различия в амплитудах и скорости движений отдельных районов, в целом для Урала в новейшее время характерно общее воздымание относительно обрамляющих его равнинно-платформенных областей. При этом отмечается общая унаследованность тектонических движений, происходящих и в настоящую (голоценовую) эпоху.

Для выяснения природы этих движений интересно сравнить данные о величине неоген-четвертичного поднятия Урала с изостатическими аномалиями. Такое сопоставление нами было выполнено с использованием данных Л. Тинни (Tanni, 1948) об изостатических аномалиях. Как видно из рисунка, территория Урала характеризуется положительными изостатическими аномалиями, и только на незначительном по площади участке, совпадающем с зоной интенсивного воздымания в районе Стерлитамака, отмечаются слабые отрицательные аномалии. Известно, что при изостатическом выравнивании воздымаются области, характеризующиеся отрицательными изостатическими аномалиями, и, наоборот, участки, где аномалии положительны, опускаются. Таким образом, можно констатировать, что воздымание на Урале в основном направлено против сил изостатического выравнивания. При сопоставлении средних значений амплитуд неоген-четвертичных дислокаций со значениями изостатических аномалий, вычисленных для участков,

размер которых ограничен одним градусом по широте и долготе, видно, что корреляционная зависимость между этими величинами отсутствует ($rH=0$). Участки интенсивного воздымания попадают иногда в области умеренных положительных изостатических аномалий, а в одном случае, о котором говорилось выше, даже отмечается совпадение зоны поднятия с отрицательной аномалией. На этом участке движение направлено в сторону изостатического выравнивания. Одной из причин новейших движений здесь является, вероятно, сила изостазии. На возможность изостатических движений отдельных блоков на Урале указывал в свое время А. Н. Тимофеев (1965).

Учитывая, что для Урала характерны антиизостатические движения, рассмотрим некоторые возможные причины отмеченного воздымания. М. Е. Артемьев (1966) указывает, что движения, связанные с силами, нарушающими изостатическое равновесие, характерны для многих районов земного шара.

Возможной причиной, вызывающей такие движения, он считает горизонтальные перемещения коровых и подкоровых масс. Вероятно, такое предположение будет справедливым и для Урала. В самом деле, измерение напряженного состояния горных пород показывает наличие на Урале значительных тангенциальных напряжений. Эти исследования были проведены методом разгрузки в Институте горного дела Министерства черной металлургии на Гороблагодатском, Высокогорском и Покровском месторождениях, расположенных на восточном склоне неоген-четвертичного поднятия. По результатам более 50 измерений установлено, что напряжения в породах имеют компрессионный характер.

В таблице приведены результаты части этих измерений, где направления главных нормальных напряжений σ_1 и σ_2 сравнительно мало отличаются от направлений горизонтальной и вертикальной составляющих. При этом напряжения сжатия в широтном направлении заметно больше, чем в меридиональном.

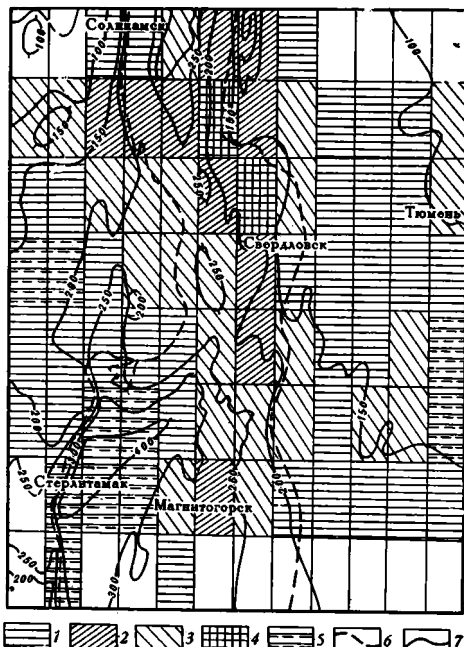
Погрешность измерения составляет приблизительно $\pm 5\%$.

В связи с тем, что замеры производились на стенках горных выработок, при определении главных нормальных напряжений, действующих в массе горных пород в плоскости, перпендикулярной оси выработки, необходимо, согласно теории упругости, учитывать наличие концентрации напряжений. Так, величины σ_2 , указанные в таблице, следует уменьшить примерно в 3 раза. Напряжения σ_1 , направленные вдоль оси выработки, в горном массиве будут почти такие же, как и измеренные на стенках. Следовательно, σ_1 , имеющее направление, близкое к горизонтальному, будет более чем в 3 раза превышать σ_2 , действующее в направлении, близком к вертикальному. Эти напряжения нельзя объяснить давлением лежащих выше пород, определяемым по формуле $\sigma_2 = \gamma H$ (где γ — объемный вес, H — глубина). Так, для Высокогорского и Гороблагодатского месторождений при $H=160$ м и $\gamma=2,7$ т/м³ вертикальное напряжение σ_2 составляло бы приблизительно 43 кг/см², а горизонтальное направление, определяемое по формуле $\sigma_1 = \frac{\nu}{1-\nu} \sigma_2$ (где ν — коэффициент Пуассона, равный 0,3), было бы около 20 кг/см². Для

Покровского месторождения ($H=100$ м) $\sigma_2 \approx 30$ кг/см², а $\sigma_1 \approx 15$ кг/см².

Отсюда видно, что измеренные напряжения превышают расчетные: вертикальные примерно в 1,5—4 раза, а горизонтальные — в 10—20 раз. Это свидетельствует о наличии в верхней части земной коры Урала (во всяком случае там, где такие измерения производились) значительных горизонтальных сил, имеющих, вероятно, тектоническую природу. Естественно предположить, что именно эти силы и являются одной из вероятных причин воздымания Урала, направленного, как уже говорилось выше, против сил изостазии.

Предположение о сжатии как одной из возможных причин новейших движений на Урале согласуется с результатами сопоставления падения разломов с современными и новейшими подвижками по ним. Например, расположенные на крыльях сводового поднятия Урала тектонически активные в новейшую и современную эпоху Ашинский и Масловский разломы падают в сторону свода (Рождественский, Журенко, 1965; Рождест-



Совмещенные карты новейшей тектоники и изостатических аномалий

- 1 — очень слабые положительные аномалии;
- 2 — интенсивные положительные аномалии;
- 3 — умеренные положительные аномалии;
- 4 — наиболее интенсивные положительные аномалии;
- 5 — слабые отрицательные аномалии;
- 6 — граница Уральского кряжа;
- 7 — изолинии неоген-четвертичных поднятий в метрах

венский и др., 1966; Алейников, Кузнецов, 1963). Эти разломы представляют собой крутые надвиги (взбросы), обычно образующиеся в условиях сжатия.

Разумеется, предположение о воздымании Урала за счет тангенциальных напряжений не исключает возможности влияния и других сил. В частности, Н. И. Николаев (1965) указывает, что источником тектонических движений могут быть процессы в коре или верхней мантии с изменением объема и плотности вещества. Однако при расширении вещества мантии или коры, сопровождающемся разуплотнением его, не должны образовываться положительные аномалии силы тяжести. Поэтому такое явление как

Напряжения на стенках горных выработок, кг/см²

Место замера	σ_1	σ_2	φ^1
Покровское месторождение. Глубина 100 м	683	535	-28
	890	344	-17
	418	364	9
	540	441	-20
	465	399	5
Гороблагодатское месторождение. Глубина 160 м	384	282	15
	447	432	20
	342	173	10
	930	850	31
	470	273	0
Высокогорское месторождение ² . Глубина 160 м	504	262	19
	228	214	—
	175	163	—
	183	178	—
	151	125	—

¹ φ — угол между горизонталью, параллельной оси выработки, и направлением σ_1

² По Высокогорскому месторождению приведены горизонтальные и вертикальные составляющие главных нормальных напряжений.

главный фактор новейших и современных движений Урала представляется маловероятным. Отметим, что в случае преобладания таких процессов на своде поднятия должно наблюдаться растяжение.

Вопрос о природе сил, вызывающих воздымание Урала, еще далеко не решен. Для окончательного вывода о преобладании тех или иных сил необходимо дальнейшее исследование, и в частности, детальные сопоставления новейших и современных движений с изостатическими аномалиями, изучение направления падения разломов и движений по ним, а также установление закономерностей распределения напряжений в земной коре.

Литература

- Алейников А. К., Кузнецов А. А. Номограмма для решения обратной задачи гравиметрии в случае наклонного контакта, выходящего на поверхность. В сб. «Вопросы разведочной геофизики». Тр. Свердловск. горн. ин-та, вып. 44, Свердловск, 1963.
- Артемьев М. Е. О связи нарушений изостатического равновесия с новейшими и современными тектоническими движениями. «Изостазия». Междунар. геол. конгр., XXII сес., Докл. сов. геол., проблема 12. Изд-во «Наука», 1964.
- Борисевич Д. В. Неотектоника Урала. В кн. «Тектонические движения и новейшие структуры земной коры». Изд-во «Недра», 1967.
- Варламов И. П. Новейшая тектоника Башкирского Предуралья и прилегающей территории Южного Урала. В кн. «Геоморфология и новейшая тектоника Волго-Уральской области и Южного Урала». Уфа, 1960.
- Вахрушев В. А. Проблемы неотектоники Южного Урала и Предуралья. В кн. «Геоморфология и новейшая тектоника Волго-Уральской области и Южного Урала». Уфа, 1960.
- Вербицкая Н. П. Региональные особенности неотектоники Южного Урала. Тр. Всес. н.-и. геол. ин-та, вып. 119, Госгеолтехиздат, 1964.
- Герасимов И. П. Структурные черты рельефа земной поверхности на территории СССР и их происхождение. Изд-во АН СССР, 1959.
- Рождественский А. П., Журенко Ю. Е. Современные движения земной коры в зонах разрывных нарушений. Современные движения земной коры, № 2, Тарту, 1965.
- Рождественский А. П., Журенко Ю. Е., Зинякина И. К. К оценке неотектонической активности Ашинского разлома на Южном Урале. Докл. АН СССР, т. 169, 1966.

- Николаев Н. И. Новейшая тектоника и ее выражение в структуре и рельефе территории СССР. Госгеолтехиздат, 1962.
- Николаев Н. И. Проблема природы тектонических движений. Вестн. Моск. ун-та. Сер. IV, геология, № 6, 1965.
- Сигов В. А. Карта новейшей тектоники Урала. В кн. «Тектонические движения и новейшие структуры земной коры». Изд-во «Недра», 1967.
- Тимофеев А. Н. О связи новейших и современных тектонических движений земной коры с аномалиями силы тяжести на Урале. В кн. «Современные движения земной коры», № 2, Тарту, 1965.
- Трифонов В. П. Основные особенности неотектоники Урала. Материалы Всес. совещ. по изуч. четвертичного периода. Изд-во АН СССР, 1961.
- Чижова Н. Г. О новейшей тектонике Полярного Урала. В кн. «Тектонические движения и новейшие структуры земной коры». Изд-во «Недра», 1967.
- Шульц С. С. Основные структурные области Земли по данным новейшей тектоники СССР. Сов. геология, № 5, 1962.
- L. Tapponi. Publ. Isostatic Inst. Internat. Assoc. Geodesy, N 18, 1948.

Свердловский горный институт
им. В. В. Вахрушева
Институт геофизики
УФАН СССР

Статья поступила
19 октября 1967 г.

УДК 551.243(571.53)

В. М. ТИМАЧЕВ

ТЕКТОНИКА ЮГО-ВОСТОЧНОГО ОКОНЧАНИЯ ПАТОМСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ЗОНЫ

Юго-восточное окончание Патомской зоны, где работал автор настоящей статьи, входит в состав Байкало-Патомской области складчатого докембрия и лежит между озером Ничаткой и верховьями рек Нечеры, Ченчи и Джелинды. На Тектонической карте Евразии (1966) этот участок выглядит как место сопряжения крупных структурных подразделений. Западная и северо-западная часть его принадлежат районам байкальской складчатости, отделенным с востока от Березовского прогиба Сибирской платформы субмеридиональным глубинным разломом. Юго-восток и юг заняты складчатыми сооружениями и интрузиями карельской эпохи тектогенеза; карелиды же слагают фундамент Березовского прогиба.

В поле байкальской складчатости выделены два структурных яруса. Нижний ярус сложен породами протерозоя и обнажен на Нечерском антиклинории. Верхний — сформирован дислоцированными толщами рифея и, согласно Объяснительной записке к карте (Тектоника Евразии., 1966), выполняет Батомский прогиб (синклиорий), ориентированный в субмеридиональном направлении и расположенный между Нечерским антиклинорием и Березовским прогибом. Основание слоев, перекрывающих отложения верхнего структурного яруса (жербинская свита) в районе Патомского прогиба, залегает согласно (?). Березовский прогиб кроме платформенных осадков выполнен также образованиями, синхронными байкальскому орогенезу.

Приведенные построения составителей Тектонической карты восходят к ранее высказанным Л. И. Салопом (1964) взглядам на структуру района и мало чем от них отличаются.

Таким образом, с районом к северу от оз. Ничатки связано представление как об участке, где существование геосинклинального бассейна завершилось байкальским орогенезом в позднем рифее — раннем кембрии. Притом, как кажется автору, основанием для подобных построений послужили ключевые позиции в структуре района Патомской складчатой зоны (синклиория), где интенсивно дислоцированы мощные толщи верхнего докембрия.

Материалы последних лет позволяют по-новому подойти к строению и структурной принадлежности Патомской зоны, хотя многие ее характерные особенности были известны и детально описаны ранее. В последние годы (1957—1966) в районе Нечерского антиклинория, Патомской зоны (вплоть до р. Лены) и прилегающей части Березовского прогиба работали Т. П. Жаднова, Б. В. Огиенко, В. К. Головенко, В. Л. Тихонов, Ю. Г. Попов, Н. М. Чумаков, А. М. Бильтаев, Г. Б. Гиммельфарб и многие другие геологи. Благодаря этим исследованиям стратиграфия распространенных здесь отложений и последовательность формирования интрузивных комплексов выглядят следующим образом.

На Нечерском антиклинории и по ближайшему обрамлению Патомской зоны и Березовского прогиба распространена икабийская (чуйская) свита, которая, по сообщению Г. Б. Гиммельфарба и Ю. Т. Николаева, легко сопоставляется с низями разреза удоканской серии нижнего протерозоя хребта Кодар. Свита представлена гнейсами биотитовыми, амфибол-биотитовыми, гнейсами с гранатом и графитом. Мощность ее более 2000 м. Породы интенсивно дислоцированы, мигматизированы, прорваны гранитами чуйско-кодарского и ничатского (угольноканского) комплексов и сохранились лишь в виде разрозненных остатков кровли интрузий. Возраст гранитов, по данным Г. Б. Гиммельфарба и Л. Б. Белоножки, устанавливается как раннепротерозойский — определения радиологического возраста дают разброс значений между цифрами 1700—2000 млн. лет.

В Патомской складчатой* зоне и в Березовском прогибе (рисунок) развит мощный терригенно-карбонатный комплекс верхнего докембрия. В основании его на коре выветривания гнейсов икабийской свиты и гранитов залегает пурпольская свита среднего или верхнего протерозоя — 100—850-метровая толща сланцев хлорито-серицитовых иногда с пиррофиллитом и диаспородом, сланцев гематитовых, сланцев «углистых», а также кварцевых песчаников и алевролитов, кварцевых конгломератов и гравелитов. По своему составу свита отвечает, как это установил В. К. Головенко, перемытой и перетолженной коре выветривания латеритного профиля. Пурпольская свита выходит в основном в Патомской зоне, в сторону Березовского прогиба она погружается под более молодые осадки.

Залегающая выше патомская серия бесспорно относится к верхнему протерозою. Разрез серии начинается пестроцветная и сероцветная толща-аркозы, песчаники доломитовые, конгломераты. Эти породы переслаиваются с пестрыми алевролитами и сланцами хлорито-серицитовыми, иногда гематитсодержащими — нижнепатомская подсерия, в районе оз. Ничатки не разделяемая на отдельные свиты. Для грубых кластических отложений подсерии характерно подавляющее преобладание обломков гранитов над другими породами, а для песчаников показателен «гранитный» состав, т. е. кластические накопления отвечают составу пород Нечерского антиклинория и ближайшего обрамления Патомской зоны и Березовского прогиба. Мощность подсерии достигает 1500—2000 м; залегают она с размывом на пурпольской свите, на гранитах и гнейсах нижнего протерозоя.

Нижнепатомские песчаники и алевролиты без перерыва сменяются «углистыми» и кремнистыми известняками марининской свиты. В окрестностях оз. Ничатки известняки по большей части срезаны вышележащей толщей, сохранились лишь местами, и мощность их не превышает 50 м.

На марининской свите, переходя на терригенные породы нижнепатомской подсерии и на граниты и гнейсы, залегают конгломераты, конгломераты тиллитоподобные, пестроцветные песчаники, алевролиты и филлитовидные сланцы джемкуканской свиты, имеющей мощность 150—450 м.

Джемкуканские грубообломочные накопления к кровле постепенно переходят через «углисто»-глинистые сланцы в сланцы «углисто»-известковистые и выше в тонко-слоистые известняки. Мощность этой «углисто»-глинисто-карбонатовой толщи, называемой баракунской свитой, составляет 50—200 м.

Известняки, в свою очередь, связаны постепенным переходом с залегающими выше доломитами сеньской свиты, достигающей мощности 700—750 м. Состав ее однообразен — среди почти химических чистых массивных доломитов встречены редкие прослои и пакки других их разновидностей — песчаных, оолитовых, известковистых, глинистых. Известны также конседиментационные брекчии и доломиты с кремнями.

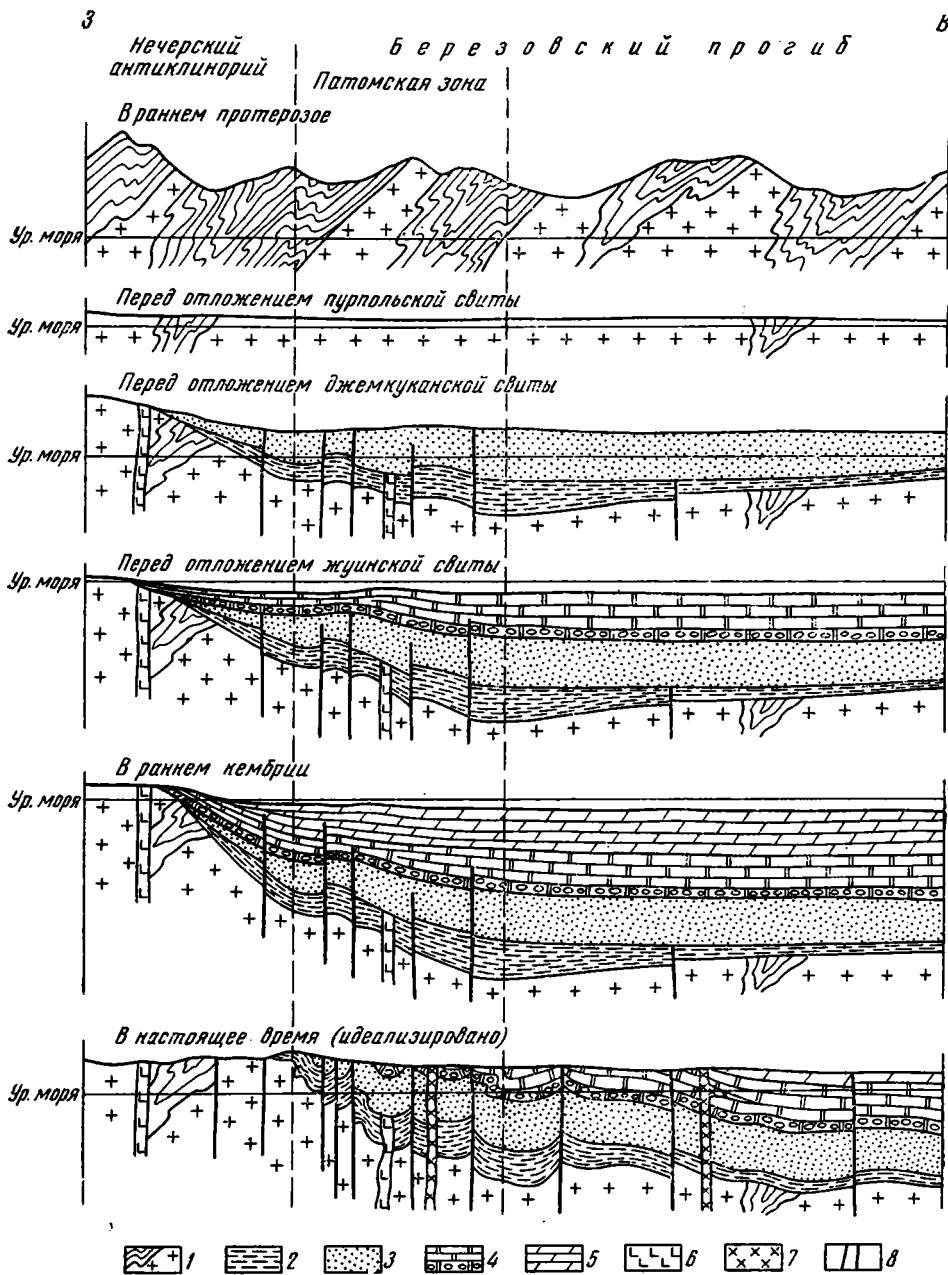
Таким образом, суммарная мощность верхнего докембрия района между оз. Ничаткой и верховьями рек Ченчи и Джелинды превышает 4000 м. Далее к северу и к востоку, согласно материалам Т. П. Жадновой и Б. В. Огиенко, разрез без перерывов надстраивается еще двумя свитами рифея (жуинской и ченчинской) и нижним кембрием. Общая мощность всего верхнего докембрия Патомского прогиба оценивается авторами (соответствующий раздел написал К. А. Клитин) объяснительной записки к Тектонической карте в 8000—12000 м. Эти значения представляются завышенными. На такую оценку, видно, повлияло отсутствие протяженных маркирующих горизонтов при интенсивной складчатости и обилии разломов в Патомском прогибе.

Что касается мощностей отдельных свит, то они возрастают от западной границы Патомского прогиба в сторону Березовского прогиба и от южного замыкания Березовского прогиба к северу. К такому выводу можно прийти, изучая также материалы В. К. Головенка, Т. П. Жадновой, Б. В. Огиенко, где содержатся отрывочные и разрозненные сведения.

Фациальные различия сопоставимых стратиграфических подразделений Патомского и Березовского прогибов невелики и отражают лишь степень удаленности от источников сноса. Данные Т. П. Жадновой, В. К. Головенка, Ю. Г. Попова, В. Л. Тихонова и других утверждают, что обломочный материал при отложении толщ верхнего докембрия и нижнего кембрия поступал только с запада — с Нечерского антиклинория и с юга — из района современных предгорий хребта Кодар.

Если, кажется, нет никаких оснований сомневаться в геосинклинальном характере дооранепротерозойского бассейна, то также несомненно и проявление в начале протерозоя интенсивной складчатости глубокого метаморфизма пород и внедрения батолитов гранитоидов.

Отложения, синхронные этим движениям, в окрестностях оз. Ничатки не известны. Самые древние толщи осадочного покрова начали отлагаться уже после огромного перерыва на синвелированные складчатые сооружения и глубоко размытые интрузии раннего протерозоя. Материалы В. К. Головенка (1967) по пурпольской свите убедительно свидетельствуют, что отложение осадков начиналось в условиях равнины и протекало на платформе в исключительно спокойных тектонических условиях. Величина данного перерыва поддается лишь грубой оценке. Для случаев подобного соотноше-



Палеогеологические профили-схемы через южное окончание Патомской складчатой зоны (масштаб произвольный).

1 — нижний протерозой; 2 — пурпольская свита; 3 — нижнепатомская подсерия и марининская свита; 4 — свиты джемкуканская, баракунская и сеньская; 5 — свиты жуинская, ченчинская и нижний кембри; 6 — габброиды позднепротерозойские; 7 — сиенит-порфиры раннемеловые; 8 — разломы

тельно свидетельствуют, что отложение осадков начиналось в условиях равнины и протекало на платформе в исключительно спокойных тектонических условиях. Величина данного перерыва поддается лишь грубой оценке. Для случаев подобного соотноше-

ния фундамента и нижних частей чехла платформы, как было показано А. Л. Яншиным (1965), разрыв между временем складчатости и началом формирования осадочного чехла составляет не менее 150—250 млн. лет. Если иметь в виду, что возраст складчатости фундамента оценивается в 1700—2000 млн. лет и что определения радиологического возраста послепурпольских, но донижнепатомских даек дают цифры 980 ± 100 млн. лет (см. ниже), то не будет удивительным, если окажется, что продолжительность перерыва составит и 500 млн. лет и даже больше.

В рифее обстановка осадконакопления выражалась циклическим чередованием континентальных условий с периодами трансгрессий эпиконтинентального моря. Если в морских бассейнах накапливались карбонатные толщи маринской, баракунской, сеньской и вышележащих свит верхнего докембрия и нижнего кембрия, то кластические породы нижнепатомской подсерии и джемкунканской свиты — континентального происхождения. Сам факт отложения свит в условиях суши, фациальные особенности собственно морских отложений, характер распределения мощностей отдельных стратиграфических подразделений препятствует даже осторожному предположению об их седиментации в условиях геосинклинального бассейна. Иными словами, в таком случае картина распределения мощностей была бы обратной, Патомский прогиб отделялся бы от платформы (Березовского прогиба) четкой фациальной границей, фациальные изменения были бы более резкими и выглядели бы совершенно по-иному. Направления потоков сноса были бы разнообразными, проявилось бы поступление обломочного материала в Патомский прогиб со стороны платформы, и это выразилось бы в присутствии хотя бы небольшой доли экзотических минералов и пород. Материалы тонких литологических исследований Т. П. Жадновой и В. К. Головенка свидетельствуют о том, что источники сноса местного происхождения.

Таким образом, верхний докембрий как Патомского, так и Березовского прогибов не отвечает известным геосинклинальным формациям и отлагался в условиях, сходных с платформенными. В результате мы в какой-то степени иллюстрировали новыми материалами представления Ю. А. Косыгина (1961, 1962), по которым этот участок отнесен к области платформенного осадконакопления.

Непонятно, почему за структурой Патомской складчатой зоны закрепилось понятие «синклиниорий». От границ зоны с Нечерским антиклинорием к ее восточному и северному ограничениям наблюдается лишь последовательная смена древних толщ осадочного покрова более молодыми. Отдельные нарушения этой последовательности вызваны разломами и антиклиналями на фоне регионального склона.

Если все же попытаться рассматривать Нечерский антиклинорий совместно с Патомской зоной в плане общей структуры байкалид, то восточную часть антиклинория вместе со складчатой зоной, скорее всего, можно представить в виде крыла мегантиклинория, что достаточно ясно видно на геологических картах. Однако эти два элемента никак не могут принадлежать единой структуре (тем более такой, как байкальская складчатая область) — они разновозрастны и имеют разный генезис.

Дислокации в складчатой зоне достаточно характерны и сохраняют свой облик на всей восточной и северо-восточной периферии показанных на Тектонической карте Евразии байкалид, видимо, вплоть до Тонодского антиклинория. Многие особенности складчатой зоны можно наблюдать вблизи оз. Ничатки, в районе ее окончания, где работал автор статьи, а по всей зоне полную картину дают материалы Б. В. Огиенко, Т. П. Жадновой, Ю. Г. Попова, В. Л. Тихонова и других исследователей.

Граница Нечерского антиклинория и Патомской зоны везде четкая и проводится по крайним выходам пурпольской свиты. Сочленение этих двух структурных единиц выглядит как крыло огромной сундучной складки, ядро которой сложено гранитами и гнейсами. Так, в кровле гранитов по р. Еемняк слои кварцито-видных песчаников пурпольской свиты залегают или почти горизонтально, или падают к востоку под углами до 20—30°. Восточнее — крыло сундучной структуры отмечено резким перегибом пластов, — здесь падение обычно 60—80° и также к востоку; кое-где слои становятся на голову и даже запрокидываются. Подобным образом ведет себя и поверхность самого контакта гранитов. Еще далее к востоку предполагается ступенчатое погружение подошвы верхнего докембрия. В других местах свод сундучной складки почти нашло размыт, осадочный покров сохранился фрагментами и почти повсеместно наблюдается лишь крыло антиклинали, выраженное полосой крутых залеганий песчаников пурпольской свиты и поверхности гранитов и гнейсов. При этом нигде не видно срыва плоскости контакта по разрывному нарушению, отсутствуют следы особенно сильного растяжения слоев.

Для Патомской зоны типичны широкие коробчатые синклинали, линейные гребневидные антиклинали, связанные с вертикальными и крутопадающими разломами. Амплитуды и размах крыльев складок самые различные и определяются, видимо, масштабом соответствующего разрывного нарушения и густотой сети разломов. Осевые поверхности складок чаще всего падают к западу, т. е. складки наклонены к востоку, в сторону Березовского прогиба. Оси близлежащих структур четко параллельны и прослеживаются иногда на десятки километров согласно с разломами. Вблизи дизъюнктивов на крыльях крупных структур появляются мелкие складочки, или наблюдаются более крутые залегания слоев, чем поодаль.

Наиболее сложно слои смяты вблизи границы с Нечерским антиклинорием, создавая впечатление полной складчатости в этой полосе. По мере приближения к осевым

частям Березовского прогиба складки упрощаются (при этом яснее становятся их типовые черты), амплитуда их уменьшается, и они совершенно постепенно сменяются пологими дислокациями, характерными для платформы.

По сумме этих признаков складчатость Патомской зоны можно отнести к промежуточному типу, известному как в краевых прогибах, так и на платформах (Белоусов, 1962).

Учитывая ведущую и определяющую роль разломов в структуре складчатой зоны, можно думать, что серия сближенных северо-восточных и субмеридиональных разрывных нарушений и связанной с ними складчатости промежуточного типа обязана своим возникновением крупному разлому.

Механизм складкообразования легко объясняется единичными или неоднократными перемещениями отдельных блоков фундамента в зоне глубинного разлома. При этом можно предполагать, что движения блоков относительно друг друга в разное время могли иметь и разный знак. Такие подвижки, вообще широко известные на платформах, и создают дислокаций подобного морфологического типа, относимого к группе шовных (или рубцовых) складок (Белоусов, 1962; Наливкин, 1963). Сходную складчатость Д. А. Казимиров (1964) наблюдал в Ферганской депрессии.

Определение возраста складчатости или ее отдельных фаз затруднительно, так как осадочные породы моложе нижнекембрийских в Патомской зоне отсутствуют. Нижний кембрий залегают на подстилающих толщах без перерыва, омят с ними по единому структурному плану, из чего становится ясно, что основная складчатость или раннекембрийская, или более поздняя.

Скорее всего дислокации развивались в течение длительного времени. Возможное начало формирования складок может быть синхронно накоплению осадочных толщ Патомской зоны и Березовского прогиба, как это характерно для структур платформенного типа при дифференцированных движениях отдельных блоков фундамента в процессе прогибания и осадконакопления. Вероятно, в позднем докембрии дислокации были более интенсивными во времена оживления подвижек, отмеченных размывами перед отложением нижнепатомской подсерии и джемжуканской свиты. Собственно говоря, подобные размывы и есть один из признаков платформенной складчатости. Таким образом, следы байкальской фазы тектогенеза нужно искать только в проявлениях конседиментационной складчатости в толще верхнего докембрия. Значительная мощность рифея позволяет судить о напряженности тектонического режима в это время.

Наиболее сильные дислокации произошли после того момента, когда «Патомский прогиб» закончил свое существование как область осадконакопления, но разрыв отложившихся толщ еще не был глубоким. Геостатическая нагрузка должна была сохраниться, поскольку граниты на границе Нечерского антиклинория и Патомской зоны вели себя при складчатости как пластичные породы. Выше мы описали залегание кровли гранитов по р. Еемияк. Б. В. Огиенко по левобережью р. Джелинда наблюдал гофрированный контакт гранитов и песчаников пурпольской свиты. Здесь контактовая поверхность собрана в мелкие складки с амплитудой и размахом крыльев всего в несколько метров.

Кроме того, можно предположить, что складки Патомской зоны и Березовского прогиба развивались и усложнялись во все время длительного континентального развития территории, начиная с раннего кембрия. В их строении, видимо, можно отыскать следы эпох оживления тектонических движений, общих для всей Сибирской платформы или для ее обширных районов. Одним из таких моментов было начало раннего мела, когда по обновившимся нарушениям зоны глубинного разлома внедрились многочисленные мелкие гипабиссальные интрузии.

Сравнение магматических проявлений и метаморфизма пород Нечерского антиклинория, Патомской зоны и Березовского прогиба тоже достаточно показательно. Гранитоиды батолитового комплекса и посторогенные граниты (все они раннепротерозойские) известны только в пределах антиклинория. Кроме того, на антиклинории и в полосе развития пурпольской свиты встречены крупные дайки и мелкие штоки габброидов, которые Т. П. Жаднова считает послепурпольскими, но донижнепатомскими, располагая данными об их радиологическом возрасте в 980 ± 100 млн. лет. В Патомской зоне, Березовском прогибе и по их южному обрамлению развиты дайки, силлы и мелкие штоки пород субщелочного или щелочного состава (сиенит-порфиры, фонолиты, ортофиры), мелкозернистых гранитов и габброидов. Возраст их уверенно датируется ранним мелом (немногочисленные, но хорошо сходящиеся определения радиологического возраста). Как видим, молодые интрузивные комплексы района скорее платформенные, чем геосинклинальные.

Породы Нечерского антиклинория и ближайшего южного обрамления складчатой зоны и Березовского прогиба метаморфизованы в амфиболитовой и гранулитовой фациях. Метаморфизм пород верхнего докембрия Патомской зоны и Березовского прогиба однотипен — в нижних свитах разреза вторичные изменения пород укладываются в рамки фации зеленых сланцев, а в верхних свитах рифея и нижнем кембрии — не переступают стадии позднего диагенеза (сведения Б. В. Огиенко, Т. П. Жадновой, В. Л. Тихонова).

Итак, приведенные данные, видимо, делают невозможным считать Нечерский антиклинорий и Патомскую складчатую зону элементами складчатой области байкалид.

Если иметь в виду, что складчатость в районе антиклинория завершилась внедрением гранитоидов с радиологическим возрастом 1700—2000 млн. лет, то Нечерский антиклинорий нужно относить к системе ранних карелид, обширное поле которых подходит к описанному району с юга и непосредственно с ним граничит.

Патомская складчатая зона, не обладая никакими признаками геосинклинального развития ни в позднем докембрии, ни в последующие эпохи, обнаруживает много сходных черт с Березовским прогибом, платформенный характер которого не вызывает сомнений. Ее естественно считать частью более крупной тектонической единицы — Березовского прогиба, а именно — зоной краевых дислокаций на его современной границе.

«Патомский прогиб» не имеет самостоятельного значения; его складчатую структуру нельзя назвать «синклинорием» и считать элементом байкалид — это дислокации платформенного чехла в зоне глубинного разлома.

К сказанному можно добавить следующее. Березовский прогиб, заканчивая свое формирование как область осадконакопления, занимал значительно большую площадь, чем в настоящее время — его современная западная граница была перекрыта мощным чехлом осадков. В палеотектоническом плане к моменту окончания седиментации Патомскую зону, памятуя ее связь с глубинным разломом, можно представить как зону повышенных градиентов мощностей осадочных толщ Березовского прогиба (рис.). Подобные совпадения — связь складок данного типа с зонами резкого увеличения мощностей осадочных толщ — очень типичны для платформы и показывают разные стороны одного и того же явления — историю развития крупного разлома (Белоусов, 1962; Наливкин, 1963).

Как мы заметили выше, аналогичным образом дислоцированный верхний докембрий распространен на северо-восточной периферии показанных на Тектонической карте Евразии байкалид. Осадочные комплексы, метаморфизм пород и магматические проявления сохраняют все свои определяющие черты как на субмеридиональном отрезке полосы развития верхнего докембрия, так и на субширотном (вплоть до Тоноджского антиклинория на западе). Разное направление зон дислокаций вызвано соответствующей ориентировкой глубинных разломов, отделяющих выступы складчатого основания Сибирской платформы от тех ее районов, где осадочный чехол имеет значительную мощность.

Наша попытка выяснить структурные позиции Патомской складчатой зоны оправдывает себя, видимо, не только с точки зрения тектонического районирования, но и помогает выявить закономерности размещения месторождений полезных ископаемых.

Литература

- Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. Госгеолтехиздат, 1962.
- Головенко В. К. О платформенном этапе в развитии Байкальской горной области. Сов. геология, № 12, 1967.
- Казимиров Д. А. Механизм образования локальных структур различных типов в Ферганской депрессии, закономерности их строения, расположения и методика изучения. Тр. Всес. н.-и. геол.-развед. нефтяного ин-та, вып. 39, 1964.
- Косыгин Ю. А. Тип основных структурных элементов земной коры в докембрии. Геология и геофизика, № 1, 1961.
- Косыгин Ю. А. Развитие Сибирской платформы в докембрии. Геология и геофизика, № 7, 1962.
- Наливкин В. Д. Грабенообразные прогибы юго-востока Русской платформы. Сов. геология, № 1, 1963.
- Салоп Л. И. Геология Байкальской горной области. Т. I. Изд-во «Наука», 1964.
- Тектоника Евразии (объяснительная записка к Тектонической карте Евразии, м-б 1 : 5 000 000). Изд-во «Наука», 1966.
- Яншин А. Л. Общие особенности строения и развития молодых платформ. В сб. «Молодые платформы, их тектоника и перспективы нефтегазоносности. (Материалы совещания по проблемам тектоники в Москве)». Изд-во «Наука», 1965.

Всесоюзный
аэрогеологический трест

Статья поступила
14 декабря 1967 г.

КРИТИКА И ДИСКУССИИ

УДК 551.243(571.1+571.5)

Б. Н. КРАСИЛЬНИКОВ

**О НЕКОТОРЫХ СПОРНЫХ ВОПРОСАХ ГЕОЛОГИИ
САЯНО-АЛТАЙСКОЙ ОБЛАСТИ**

(О критических замечаниях В. П. Нехорошева по поводу работы Б. Н. Красильникова «Доороженное развитие структуры Саяно-Алтайской области и сопровождающие его глубинные процессы» Издательство «Наука», 1966)

Любая научная работа представляет синтез существующих знаний по затрагиваемому ею вопросу, куда входят как фактический материал, так и существующие представления и научные гипотезы, облегчающие его систематизацию и обобщение.

Непременным условием научного обобщения является строгое соответствие фактов с конечными выводами. Их безусловность зависит от степени изученности объекта, которая часто бывает недостаточной, и создается положение, при котором из одних и тех же фактов можно делать различные выводы. Значит ли, что в этих случаях синтез материала бесполезен?

Нам кажется, что нет. Прежде всего надо строго отдавать себе отчет в степени изученности объекта и, во-вторых, подчинить систематизацию материала определенной идее или научной гипотезе. Только при этом условии могут быть обнаружены слабые и сильные места выбранного направления, что в конечном итоге будет способствовать научному прогрессу.

Именно такую задачу и ставил перед собой автор рассматриваемой работы, в которой проводятся идеи перманентного развития Саяно-Алтайской складчатой области и ее возникновения на коре океанического типа.

Гипотетичность выдвигаемых положений прекрасно сознавали и автор, и редактор работы, что нашло отражение в предисловии и в главе «Введение». В ней указано: «Главной задачей автора является не однозначно доказать развиваемые им общие представления, а показать, что те положения, которые составляют основу этих взглядов, находят подтверждение в существующих материалах.

При этом автор отдает себе ясный отчет в том, что во многих случаях окажется возможной и иная интерпретация этих материалов, что вполне закономерно, так как при современном уровне знаний в этой области геологии поставленная им задача имеет несколько решений» (Красильников, 1966, стр. 6).

Основными положениями работы являются:

1. Существование трех основных элементов земной коры: континентов (континентальный блок), характеризующихся корой континентального типа, океанов (океанический блок) с корой океанического типа и геосинклиналей. Последние возникают между континентом и океаном в результате обрушения смежных частей обоих блоков земной коры. В процессе геосинклиналичного развития в их пределах формируется гранитно-метаморфический слой и океаническая кора постепенно преобразуется в кору континентального типа.

В основу этой гипотезы положены данные о современном строении земной коры, в пределах которой существуют океаны, континенты и современные геосинклинали окраинных морей. Имеются многочисленные описания развития современных геосинклиналей, которое идет путем постепенного разрастания островных дуг. В их пределах начинает формироваться гранитно-метаморфический слой, постепенно заплняющий всю геосинклиналичную область. Процесс возникновения гранитно-метаморфического слоя прекрасно описан у Н. П. Хераскова (1963) и Н. П. Васильковского (1960). Такое развитие показали А. Н. Предтеченский (1960) для Восточного Саяна, В. В. Волков (1966) для Горного Алтая и М. С. Марков с соавторами (1967) для Охотского региона. Таким образом, идея формирования гранитно-метаморфического слоя на коре океанического типа в процессе геосинклиналичного развития не нова, не придумана автором рассматриваемой работы, а разделяется большим кругом геологов, в том числе изучавших Горный Алтай и Восточный Саян.

2. Новым в работе является представление автора о миграции геосинклинального режима от континента к внутренним частям океана путем последовательных обрушений континентального и смежного с ним океанического блоков земной коры. «В каждой геосинклинальной системе можно выделить три зоны: внешнюю, переходную и внутреннюю. Внешняя зона отражает позднюю стадию геосинклинального развития, переходная — зрелую и внутренняя — начальную или раннюю. Внешняя зона образована системой внешних геосинклинальных прогибов, располагающихся, как наложенные геосинклинали на обрушенном континентальном блоке. Переходная зона — это область остаточной геосинклинали, развивающейся на расположенной ранее здесь эвгеосинклинали. Внутренняя зона представляет собой новообразование, возникшее на обрушенном океаническом блоке. Для нее характерен эвгеосинклинальный режим.

Все три зоны отражают различный характер геосинклинального субстрата, обусловленный разной степенью завершенности геосинклинального процесса — складчатости, магматизма и метаморфизма, определяющих степень его консолидации или жесткости» (Красильников, 1966, стр. 105).

В возникающей позже новой геосинклинальной системе все ранее существующие зоны обычно смещаются по направлению от континентального к океаническому блоку, т. е. происходит постепенное превращение одних зон геосинклинальных систем в другие до превращения каждой зоны в континентальный блок. Такой путь развития резко отличается от «сквозного» геосинклинального развития, описанного Н. П. Васильковским (1960), или от циклического развития В. П. Нехорошева (1966), В. А. Кузнецова (1964) и др.

В чем преимущество предлагаемой гипотезы?

Во-первых, эта гипотеза отражает важную сторону геосинклинального развития, выражающуюся в переработке геосинклиналими их складчатой рамы (континентального блока). Во-вторых, она подчеркивает интенсивность геосинклинального процесса не только в эпоху замыкания геосинклинали, но и в момент ее заложения. В-третьих, она развивает и дополняет представления о циклическом развитии, показывая его органическую связь с поступательным процессом и его необратимостью в истории Земли. Наконец, эта гипотеза основывается на данных метода актуализма, почерпнутых из материала современных геосинклиналей окраинных морей, свидетельствующем о последовательном вовлечении в геосинклинальный процесс краевых частей талассократона.

4. Согласуется ли эта гипотеза с фактическим материалом? Для этого обратимся к рассмотрению складчатых комплексов, структурных ярусов и этажей докембрийских и палеозойских отложений Саяно-Алтайской области.

Складчатые сооружения, возникшие из одной геосинклинальной системы, мы называем складчатым геосинклинальным комплексом. Он делится на ярусы: собственно геосинклинальный и орогенный. Те и другие по значительным угловым несогласиям подразделяются на этажи (Красильников, 1966, стр. 9 и 10), внутри которых могут быть выделены подэтажи.

Складчатый комплекс отвечает полному циклу геосинклинального развития: седиментации, складчатости, внедрению батолитовых интрузий и развитию на созданном складчатом сооружении наложенных орогенных структур.

Ярус отражает особенности собственно геосинклинального или орогенного развития. Если геосинклиналь замыкается в результате одного главного пароксизма складчатости, то в строении возникших из нее складчатых сооружений будут отсутствовать крупные угловые несогласия (салаирды Восточного Саяна, Кузнецкий Алатау). Если складчатые сооружения возникли до завершения геосинклинального процесса, они часто вновь втягиваются в геосинклинальное погружение и на них возникают наложенные геосинклинальные прогибы. Этот процесс может повторяться несколько раз до полного завершения собственно геосинклинального развития, индикатором чего служит появление гранитоидов батолитовой формации. В геологическом строении складчатых сооружений это находит свое отражение в расчленении собственно геосинклинального яруса на этажи (Уймено-Лебедской прогиб).

Орогенный ярус также может формироваться в результате проявления одного или нескольких наложенных друг на друга повторных орогенных этапов. Таким образом, он может расчленяться или не расчленяться на этажи (Тувинский и Минусинский прогибы).

Рассматривая распространение складчатых комплексов, ярусов и этажей в докембрийских и палеозойских отложениях Саяно-Алтайской складчатой области, можно видеть определенную закономерность в их распределении на площади.

Так, байкалоры Восточного Саяна и Восточной Тувы сложены одним складчатым комплексом, внутри которого выделяются докембрийский геосинклинальный и средне- и верхнепалеозойский орогенный ярусы (Рыбинский предгорный прогиб). Нижний ярус этого комплекса служит геосинклинальной рамой для раннекаледонской (салаирской) геосинклинали. В ее периферической внешней части он образован геосинклинальным докембрийским и вендско-нижнекембрийским этапами, из которых последний участвует в строении Манского и Сархойского внешних геосинклинальных прогибов.

Во внутренней части геосинклинали (Горная Шория, Кузнецкий Алатау; кембрийские структуры Восточного Саяна и Западная Тува), отложения нижнего и среднего

кембрия составляют с докембрийскими образованиями единый структурный ярус. Внутри него отдельные этажи не выделяются.

Второй — орогенный ярус имеет двухчленное строение. Он представлен верхнекембрийскими, средне- и верхнепалеозойскими межгорными прогибами (Абаканский и Минусинский), возникшими внутри ранних каледонид.

В периферической части позднекаледонской геосинклинали ее складчатый комплекс представлен двумя ярусами, из которых нижний — геосинклиальный расчленяется на два этажа. Нижний этаж сложен докембрийско-нижне- и среднепалеозойскими образованиями, а верхний (Тувинский внешний геосинклиальный прогиб) — отложениями верхнего кембрия, ордовика и силура. Орогенный ярус представлен девонскими и каменноугольными образованиями Тувинского межгорного прогиба. При этом в отдельных его участках орогенное развитие началось еще с ордовика.

Несколько сложнее протекал собственно геосинклиальный этап в Уймено-Лебедском прогибе, где нижнепалеозойские отложения образуют два складчатых комплекса. Нижний из них представлен двумя ярусами: геосинклиальным, образованным отложениями нижнего и среднего кембрия, и орогенным — позднекембрийского возраста. Верхний складчатый комплекс построен более сложно. Его нижний геосинклиальный ярус представлен отложениями двух наложенных друг на друга внешних геосинклиальных прогибов ордовикско-силурийского и девонского возраста, т. е. имеет двухчленное строение. Верхний ярус составляют нижнекаменноугольные отложения, выполняющие наложенные орогенные впадины.

Внутренняя часть позднекаледонской геосинклинали Западного Саяна и Горного Алтая образована двухярусным складчатым комплексом. Нижний ярус сложен геосинклиальными отложениями с возрастом от позднего докембрия до силура включительно. Верхний — девонскими и нижнекаменноугольными образованиями межгорных впадин, возникших внутри каледонид Западного Саяна и Горного Алтая.

Внешняя часть среднепалеозойской геосинклиальной системы представлена нижнекаменноугольными отложениями, синхронными второму этажу верхнего складчатого комплекса Уймено-Лебедского прогиба, а внутренняя — отложениями от верхнего кембрия до карбона включительно.

Созданные в результате раннегерцинского орогенеза складчатые сооружения явились рамой для позднегерцинской геосинклиальной системы Южного Алтая и Калбы. Ее внешняя часть представлена складчатым комплексом Рудного Алтая, имеющим здесь трехчленное строение. Нижний этаж геосинклиального яруса сложен отложениями верхнего кембрия и ордовика. Верхний этаж отвечает внешнему геосинклиальному прогибу Рудного Алтая. Он сложен каменноугольными образованиями. Орогенный ярус представлен пермскими наложенными мульдами, играющими здесь роль межгорных впадин поздних герцинид. В районе Калбы и Южного Алтая геосинклиальный режим непрерывно существовал до конца карбона.

5. Приведенный фактический материал, во-первых, свидетельствует о большой активности геосинклиалей в стадию их собственно геосинклиального развития, что выражается в захвате каждой новой геосинклиальной системой периферических частей ее складчатой рамы. Во-вторых, из него видно, что «внешняя часть каждой геосинклиальной системы замыкается несколько раньше, чем ее внутренняя, которая на более позднем геосинклиальном этапе начинает играть роль внешней части и превращается из геосинклиали в складчатое сооружение. Иными словами, каждая внутренняя часть геосинклиали данного этапа в следующем является ее внешней частью. Именно в этом процессе развития Саяно-Алтайской области и проявилось ее непрерывное и направленное развитие, не имеющее ничего общего с циклическим развитием и циклами тектогенеза (хотя во внешней зоне оно и является циклическим). Поэтому вряд ли правильно в этом процессе устанавливать какие-либо градации или соподчиненность тектонических движений в виде фаз тектогенеза, эпох или эр, а гораздо важнее выяснить внутренние связи между отдельными пароксизмами складчатости для каждого отдельного региона, которые, видимо, в разных частях нашей планеты по времени их проявления будут несколько различны, отражая индивидуальный характер развития отдельных сегментов земной коры» (Красильников, 1966, стр. 223).

Естественно, что при таком типе геосинклиального развития созданные складчатые структуры «существовали наряду с нормальными геосинклиальными бассейнами, остаточными геосинклиналами, внешними геосинклиальными прогибами, межгорными и предгорными впадинами, представляя подвижную зону» (там же стр. 12), «Именно все это и позволяет рассматривать Саяно-Алтайскую область и Обь-Зайсанскую геосинклиаль как докембрийско-палеозойскую геосинклиаль длительного и непрерывного развития» (там же стр. 12), в пределах которой формирование орогенных структур началось неодновременно на всей ее территории.

6. В свете изложенного нам представляются ошибочными высказывания В. П. Нехорошева (1968, стр. 115) о том, что работа «написана под определенную гипотезу, в которую автору насильственно пришлось втискивать материал, противоречащий этой гипотезе».

С равным основанием можно заявить, что существующий фактический материал противоречит концепции циклического развития, которую разделяет наш уважаемый оппонент. Еще менее обоснованны представления оппонента о несовместимости непрерывного существования геосинклиальных условий с проявлением отдельным парок-

сизмов складчатости. Что же скажет наш суровый критик относительно современных геосинклиналей окраинных морей, например об Охотском регионе, где хорошо известны проявления пфальцской, киммерийской, ларамийской и более поздних складчатостей, но тем не менее собственно геосинклинальные условия сохранились доныне, а геосинклинальная область испытывает не цикличное, а поступательное необратимое развитие (Марков и др., 1968).

В. П. Нехорошев считает, что книге дано название, не отвечающее ее содержанию в том смысле, что оно «настораживает, потому, что в разных частях рассматриваемой области орогенный этап развития закончился отнюдь не одновременно... Поэтому можно говорить о развитии доорогенных структур различных регионов рассматриваемой области, завершившемся в разное время, а отнюдь не о доорогенном развитии всей области» (Нехорошев, 1968, стр. 115). Именно потому, что различные регионы представляют составные части не разных, а единой геосинклинальной области, т. е. единой крупной тектонической структуры, нами и дано название книги «Доорогенное развитие структуры (а не структур) Саяно-Алтайской области...». В этом названии отражена особенность развития Саяно-Алтайской геосинклинальной области — ее поступательное, а не цикличное развитие.

7. Нам хотелось еще остановиться на одном замечании В. П. Нехорошева, которое, как и все остальные, основано на принципах, видимо, уже нуждающихся в некоторой ревизии.

В данном случае речь идет о том, что тектоническое районирование должно быть основано на возрасте складчатости. На примере Саяно-Алтайской области прекрасно видно, что формирование складчатых сооружений происходит не одновременно на всей площади, а постепенно, путем последовательного наращивания их частей. Такую особенность тектонического развития показали В. В. Волков (1966) для Горного Алтая, Л. П. Зоненшайн (1963) для Западного Саяна, А. А. Моссаковский (1963) для Минусинского региона, Г. А. Кудрявцев (1966) для Тувы.

По этому поводу В. В. Волков пишет: «Это обстоятельство не всегда учитывается в работах по региональной геологии Горного Алтая. Например, на некоторых стратиграфических схемах все еще фигурируют повсеместные и одновременные перерывы, что, как мы видим, не соответствует фактическому материалу, а исходит в основном из априорных положений об обязательной повсеместности и одновременности проявления складкообразования» (1966, стр. 196).

Естественно, такие представления не совместимы с идеями цикличного развития, разделяемыми нашим оппонентом. Если они, отражая уровень наших знаний в 30—40-е годы, были тогда прогрессивными, то в настоящее время, как мы попытались это показать, они плохо укладываются в прокрустово ложе цикличного развития.

8. Фактический материал, безусловно прекрасно известный В. П. Нехорошеву, свидетельствует о том, что в целом устанавливается непрерывный процесс формирования складчатых сооружений, идущий от края древней платформы в глубь геосинклинальной области. Этот процесс, как следует из рассмотренной выше истории развития складчатых сооружений Саяно-Алтайской области, может быть дифференцирован на более мелкие и локальные проявления складкообразования, что делает еще более условным выделение границ различных складчатостей. В связи с таким развитием возникает необходимость при тектоническом районировании опираться не на возраст складчатости, а на возраст заложения той или иной геосинклинальной системы. По этому поводу Ю. А. Кузнецов и Ю. А. Косыгин (1962) пишут: «Зарождение новых крупных структур отражает узловое моменты в развитии земной коры и оболочки, связанные с возникновением новых глубинных магматических очагов и процессов, эпохи же завершения складчатости отражают постепенное и неравномерное затухание этих процессов. Поэтому тектоническое районирование по времени завершения складчатости должно рисовать более расплывчатую и менее генетически обусловленную картину структурной эволюции земной коры, чем районирование по времени зарождения структур» (стр. 220 и 221). Учитывая это, мы и производим районирование Саяно-Алтайской области не по времени завершения складчатости, а по особенности геологического развития, среди которых важное место занимает и время заложения геосинклинальных прогибов.

Поэтому формирования Саяно-Алтайской и Обь-Зайсанской геосинклиналей и рассматриваются нами как звенья единого процесса — непрерывного и направленного геосинклинального развития большого сегмента земной коры.

В этом отношении некоторую аналогию можно провести с Камчаткой, где, несмотря на различный возраст складчатости и времени заложения, Западно- и Восточно-Камчатские геосинклинальные прогибы, всегда объединялись в единую геосинклинальную систему.

Мы здесь не можем разобрать все вопросы, затронутые в рецензии В. П. Нехорошева. Большинство из них возникло у моего оппонента в результате его представлений о цикличности развития Саяно-Алтайской области, безусловно сыгравших большую роль в понимании геологии Алтая, но в настоящее время бессильных объяснить массу новых фактов. Их объяснение — одна из главных задач моей книги. Уже то, что вопросы, затронутые в ней, подверглись критике крупнейшего знатока Саяно-Алтайской области, свидетельствует об их актуальности.

ЛИТЕРАТУРА

- Васильковский Н. П. Учение о геосинклиналях в свете современной геологии. Материалы по регион. геологии, вып. 13 (тр. СНИИГГИМС), Госгеолтехиздат, 1960.
- Волков В. В. Основные закономерности геологического развития Горного Алтая. Изд-во «Наука», 1966.
- Зоненшайн Л. П. Тектоника Западного Саяна. Госгеолтехиздат, 1963.
- Красильников Б. Н. Доорогенное развитие структуры Саяно-Алтайской области и сопровождающие его глубинные процессы. Изд-во «Наука», 1966.
- Кудрявцев Г. А. Тектоника. Геология СССР, т. 29 (Тувинская АССР). Изд-во «Недра», 1966.
- Кузнецов В. А. Тектоническое районирование и основные черты эндогенной металлогении Горного Алтая. В сб. «Вопросы геологии и металлогении Горного Алтая», Новосибирск, 1964.
- Кузнецов Ю. А., Косыгин Ю. А. Основные черты тектоники и магматизма Сибири. Геология и геофизика, № 5, 1962.
- Марков М. С., Аверьянова В. Н., Карташов И. П., Соловьева И. А., Шуваев А. С. Мезо-кайнозойская история и строение земной коры Охотского региона. Изд-во «Наука», 1967.
- Моссаковский А. А. Тектоническое развитие Минусинских впадин и их горного обрамления в докембрии и палеозое. Госгеолтехиздат, 1963.
- Нехорошев В. П. Тектоника Алтая, Тр. Всес. н.-и. геол. ин-та, нов. сер., т. 139, Изд-во «Недра», 1966.
- Нехорошев В. П. О работе Б. Н. Красильникова «Доорогенное развитие структуры Саяно-Алтайской области и сопровождающие его глубинные процессы», Геотектоника, № 3, 1968.
- Предтеченский А. А. Древние поднятия Южной Сибири. Геология и геофизика, № 5, 1960.
- Херасков Н. П. Некоторые общие закономерности в строении и развитии структуры земной коры. Изд-во «Наука», 1963.

Институт геологии и геофизики
Новосибирск

Статья поступила
21 августа 1968 г.

ХРОНИКА

УДК 551.243

О СВЯЗИ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ СТРУКТУР
С ГЛУБИННЫМИ ЯВЛЕНИЯМИ

С 29 ноября по 4 декабря 1968 г. в Киеве был проведен научный Симпозиум по проблеме связи приповерхностных структур с глубинными, созданный совместно Научным советом по комплексным исследованиям земной коры и верхней мантии при Отделении наук о Земле АН СССР и Институтом геофизики АН УССР. В его работе приняли участие многие представители геологических и геофизических учреждений. Организационный комитет симпозиума возглавил акад. АН УССР С. И. Субботин. На симпозиуме рассматривались различные аспекты этой проблемы.

Связи геологических структур с глубинными структурами, устанавливаемыми по сейсмическим данным, как показали Н. А. Беляевский и И. С. Вольвовский, многообразны. Важным для их диагностики является выявление форм соответствия рельефа консолидированного основания и рельефа поверхности Мохоровичича, а также общей мощности земной коры и ее слоев. При этом показано, что хорошо развитые «корни гор» более типичны для альпийских и кайнозойских, чем для древних горно-складчатых сооружений. Высказаны соображения об отмирании «корней гор» с течением времени в связи с явлениями фазовых трансформаций вещества глубинных недр. Отмечены формы тектонических структур (складчатых и разрывных), захватывающих всю толщу земной коры, и указаны главные структурные особенности распределения ее мощностей для Евразии.

Причина обращенности поверхности консолидированного основания и поверхности Мохоровичича, свойственная авлакогенам типа Днепровско-Донецкого, как полагает С. И. Субботин, связана с тем, что мощные осадочные толщи экранируют тепловой поток. Это приводит к разогреву глубоких недр и возникновению магматических очагов, захватывающих, кроме верхней мантии, также «базальтовый» слой, а иногда и нижнюю часть «гранитного» слоя. Ассимиляция коры магматическим расплавом приводит к уменьшению ее мощности и соответственно поднятию границы мантии в центральной части впадины, т. е. к образованию обращенного рельефа глубинных границ.

На Балтийском щите, как отметили И. В. Литвиненко и С. А. Анжуудинов, устанавливаются как спокойно залегающие сейсмические границы, которые, вероятно, связаны с расположением фронтов различных фаций метаморфизма, так и сейсмические границы, характеризующиеся крутыми углами падения, по-видимому соответствующие условиям залегания горных пород. Разломы, фиксируемые по сейсмическим данным, секут границы одного и другого типов.

Для территории Сарматского щита и его обрамления В. Б. Соллогуб отметил, что для горных сооружений характерно утолщение коры, а для срединных массивов и платформенных впадин — утонение; при этом изменение мощности коры во всех случаях происходит за счет изменения мощности «базальтового» слоя. Глубинные разломы, контролируемые размещение различных групп полезных ископаемых, обычно протягиваются вдоль границ геологически обособленных регионов. Исследование связей поверхностных и глубинных структур земной коры в центральной части Украинского массива, выполненное З. А. Крутиховской и Г. И. Каляевым, показало, что структуры Большого Кривого Рога, представлены в виде систем складок и мигматитовых куполов, которые путем расчетов гравитационных и магнитных аномалий могут быть прослежены лишь до глубин 9—10 км. Мощность земной коры меньше в осевой зоне синклиналии Большого Кривого Рога и больше на его крыльях. Поверхность Конрада образует локальные поднятия в этом синклиналии и прогибы в соседних антиклиналиях. Средняя плотность «гранитного» слоя, по-видимому, отражает условия распределения фаций метаморфизма. Она меньше в области Кировоградского блока, где преобладают породы амфиболитовой фации, и больше в пределах Приазовского блока, характеризующегося распространением пород гранулитового комплекса. С. С. Красовский и В. И. Старостенко разработали геофизические критерии, с помощью которых была уточнена схема тектоничес-

жого строения Приазовья. И. С. Усенко и И. Б. Щербаков отметили, что районы распространения гранулитовой фации в Приазовье, где наблюдались также и эклогиты, по-видимому, соответствуют зоне выходов «базальтового» слоя на дневную поверхность. Зоны выходов пород эпидото-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций, контролируются глубинными разломами. Район Среднего Поволжья, где развиты эклогитоподобные породы, рассматривается как перспективный для поисков алмазоносных пород.

Н. П. Семенович полагает, что Балтийский, Украинский, Воронежский, Волжский и Приуральский массивы древнее 1700 млн. лет. Эти массивы окаймлены поясами Овручско-Вольской и Готской складчатостей (возраст 1700—1200 млн. лет). Периферии Восточно-Европейской платформы образовались в период 1100—550 млн. лет.

Новые данные о строении поверхности кристаллического фундамента Восточно-Европейской платформы и связи его структур с геофизическими полями представил Р. А. Гафаров.

Для Уральской складчатой области, как показали Н. И. Халевин и др., сейсмические данные свидетельствуют, что комплекс структур земной коры в пределах платиноносного пояса, по-видимому, не простирается до верхней мантии. Ревдинский габбровый массив прослеживается от земной поверхности на глубину до 10 км (глубже фиксируется лишь зона разлома), а вертикальная мощность гранитных массивов на Среднем Урале определяется не более 5—10 км. Е. М. Ананьева, Б. В. Дорофеев, В. С. Дружинин и В. М. Рыбалко показали, что картируемые геологическими методами комплексы по геофизическим данным могут быть прослежены лишь до глубин 15—25 км. Более глубокие слои коры более однородны по составу. Главные особенности гравитационного и магнитного полей коррелируются с крупными геологическими структурами и металлогеническими зонами.

Алтае-Саянскую складчатую зону Э. Э. Фотиади, П. Ф. Иванкин, Ф. С. Моисеенко, В. С. Сурков, В. Н. Любецкий и О. Г. Жеро по особенностям геологического развития и глубинного строения разделили на Кузнецко-Саянский сегмент, отличающийся увеличенной мощностью «базальтового» слоя, и Салаиро-Алтайский сегмент, где мощность этого слоя меньше. В обоих сегментах выделены ограниченные глубинными разломами блоки, различающиеся типами седиментационных, магматогенных и минералогических процессов, а также типами аномальных магнитного и гравитационного полей.

В целях использования гравитационных и магнитных аномалий для изучения земной коры и мантии А. А. Борисов, Г. И. Круглякова и Р. Ф. Володарский выдвигают предположение, что зональные магнитные аномалии обусловлены глубокими источниками, а их возникновение зависит от мощности и состава магнитоактивного слоя и отражает состояние температурного режима глубоких недр региона. Они отмечают тесную связь между зональными аномалиями магнитного поля и глубинными аномалиями гравитационного поля. Это, возможно, является подтверждением связи первых с глубинными факторами. Региональные аномалии обусловлены размещением изолированных магнитных тел. Как полагает В. А. Андреев, в пределах Тихоокеанского подвижного пояса региональные гравитационные аномалии в основном определяются суммарной мощностью коры, а региональные магнитные аномалии, главным образом, связаны с наличием или отсутствием «гранитного» слоя и блоковой структурой фундамента, лежащего в основании «гранитного» слоя. Эти исходные положения были использованы им для геофизической характеристики металлогенических провинций.

Обобщение данных о химическом составе земной коры и мантии, представленное А. Б. Роновым и А. А. Ярошевским, показало, что средний состав осадочной оболочки отличается от «гранитного» слоя повышенным содержанием кальция, пониженным — натрия, относительным преобладанием калия над натрием, преобладанием окиси железа над закисью и повышенным содержанием летучих (воды, углекислоты, серы, хлора и др.). Произведенная оценка содержания в коре калия, урана и тория, исходя из гипотезы зонной плавки, указывает, что переработка мантии охватывает глубины около 100 км.

Содержание радиоактивных элементов в породах, как показал А. П. Акимов, уменьшается по мере возрастания глубины формирования пород от «базальтового» слоя к мантии. Переход от гранулитовой фации метаморфизма к эклогитовой возможно характеризуется высвобождением некоторого количества урана. Среднее содержание акцессорного урана в докембрийских породах Украинского массива, как показали Ю. И. Герасимов и Л. М. Ушаков, равно $2-5 \cdot 10^{-4}$. По мнению названных авторов, равномерное и малое содержание акцессорного урана (Криворожская зона) по-видимому связано со спокойными условиями накопления осадков, тогда как неравномерное распределение этого элемента (Тальновская зона) возможно свидетельствует о высокой тектонической активности в период докембрийской седиментации.

Рассматривая проблемы состава земной коры, А. А. Маракушев отметил, что грантосодержащие метаморфические породы, обнажающиеся ныне на земной поверхности, могли возникать в интервале давлений от 5 до 12 кбар при максимальной температуре 650—850°. Для эклогитов и экологитовых гранулитов температуры и давления, по-видимому, были более значительными (до 1100° и 12—20 кбар). Такие условия, вероятно, развивались под глубоко эродированными щитами (глубина эрозии около 15—20 км и более), где современная мощность коры оценивается примерно в 40 км. Эклогитовые гранулиты и пироксеноплагноклазовые гранулиты, по-видимому, образуют «базальтовый» слой. Предполагается, что при метаморфизме изменяется не только содержание летучих, но и щелочей, иногда кальция, а равно и некоторых других

компонентов. В эпоху максимального прогибания геосинклиналей и внедрения базитов и гипербазитов в нижних частях земной коры возможно происходит интенсивное замещение «базальтового» слоя пироксенитами и перидотитами, что приводит к высвобождению натрия и в связи с этим к созданию восходящего потока натровых флюидов. Калий характерен только для осадочной толщи и для пород гранитного состава. Поэтому при метаморфизме и образовании интрузий происходит лишь перераспределение калия, ограниченное самыми верхними частями земной коры. Среди эклогитов Б. Г. Лутц выделил группу «мантийных» эклогитов, охватывающую пироп-, шпинель- и плагиоклазсодержащие разновидности и группу коровых эклогитов, встречающихся совместно с породами амфиболитовой и эпидото-амфиболитовой фаций. Им показана возможность превращения в эклогиты пород группы чарнокитов.

Общие черты проблемы изменения физических свойств пород в процессе диагенеза и метаморфизма были рассмотрены Н. Б. Дортман и В. В. Ждановым, которые показали, что на петрографические свойства осадочных пород весьма существенное влияние оказывает диагенез, связанный с погружением на несколько километров, в результате чего значительно возрастает плотность. Для эффузивных пород переход из группы кайнотипных образований в палеотипную также сопровождается заметным возрастанием плотности. Влияние изменения минералогического состава во всех группах интрузивных пород на изменение плотности обычно не превосходит 3—5%. Переход пород от фации зеленых сланцев к гранулитовой сопровождается возрастанием плотности до 10—15%. Скорость упругих волн, по-видимому, находится в корреляционной зависимости от плотности пород.

Как полагает Ю. М. Шейнманн, в результате парциального плавления в мантии образуются только ультрабазитовые (?), щелочно-ультраосновные и основные толеитовые магматические расплавы, эволюция и дифференциация которых приводит к возникновению существующих типов пород, имеющих глубинное происхождение. Породы кислого состава в основном имеют коровое происхождение. Согласно данным Г. В. Пинуса и В. В. Велинского, особенности минеральных парагенезисов ультраосновных пород, а также ультраосновных включений в кимберлитах и самих кимберлитов могут свидетельствовать о вертикальной расслоенности верхней мантии.

По данным С. М. Кравченко, фракционирование базальтовых расплавов, свойственных островным дугам и континентам, приводит к возникновению толеитовых, оливин-базальтовых и щелочно-базальтовых типов магм. Геохимические данные, полученные при изучении гранитоидов юга Сибири и Монголии, позволили С. А. Павленко и Л. Ф. Филиппову отрицать предположения А. Э. Рингвудом и Г. Х. Гринном механизмы выплавления андезитовых и более кислых расплавов из эклогитов, «тонувших» в мантии. Авторы полагают, что сочетание процессов палингенеза и фракционной кристаллизации позволяет вывести состав всех магматических комплексов из коровых образований без существенного привноса мантийного вещества. Рассматривая вопросы магматизма в зонах глубинных разломов, Т. С. Лебедев и Ю. Н. Орловский выдвинули предположение о том, что наблюдаемые различия состава интрузий в зоне разломов Горного Крыма лучше всего могут быть объяснены, если предположить, что явления дифференциации происходили в пределах гипотетического «материнского» плутона в нижней части земной коры.

Возможные связи процессов глубинного магматизма на основании экспериментальных данных были рассмотрены Ю. С. Геншафтом, В. В. Наседкиным и Ю. Н. Рябиничевым, которые моделировали магматические процессы в интервалах температур от 500 до 1800° и давлений от 5 до 50 кбар, используя для эксперимента породы, образующие комплексы Меймеча-Котуйского и некоторых других массивов. Ими показана возможность дифференциации появления кислых продуктов при дифференциации расплавов, полученных из указанных пород.

Среди глубинных источников рудного вещества эндогенных месторождений, как показал В. И. Смирнов, выделяются: внемагматические, собственные верхней части коры, коровые ассимиляционные, связанные с полигенной гранитной магмой, и подкоровые, возникающие при наличии ювенильной базальтовой магмы. Последняя группа источников имеет определяющее значение для ранней стадии геосинклинального развития, когда формируются: спилито-кератофировая формация магматических пород, характеризующихся колчеданными месторождениями меди, цинка и других металлов, перидотитовая с магматическими месторождениями хрома и платиноидов, габбровая формация, сопровождаемая магматическими месторождениями железа и титана, и плагиогранитная со скарновыми месторождениями железа и титана и со скарновыми месторождениями железа и меди. С ювенильной магмой, поднимающейся по трещинам разломов в платформенный этап развития, связана кимберлитовая формация магматических месторождений алмазов, ультраосновная щелочная с магматическими и с метасоматическими месторождениями ниобия, фосфора и некоторых других элементов, в карбонатитах и трапповая формация с магматическими месторождениями сульфидных медно-никелевых руд. В. И. Смирнов отмечает, что сепарирование рудного вещества из ювенильных магм может происходить как в первичных подкоровых и промежуточных очагах на пути подъема магматических расплавов, так и в верхней части земной коры, на участках раскристаллизации рудоносных магм. Как показал Ф. К. Шипулин, большинство месторождений колчеданной, полиметаллической, касситеритово-сульфидной, сурьмяно-ртутной, золото-сульфидной и

ряда других формаций, охватывающих главным образом халькофильные элементы, железо, кобальт и др., может быть связана с глубинными очагами основной магмы, что подтверждается геохимическими свойствами этих элементов и повышенным содержанием их кларков в основных изверженных породах, типами метасоматоза и некоторыми другими геологическими признаками. Им отмечено, что при образовании гидротермальных месторождений указанных формаций наряду с ювенильными металоносными растворами активную роль обычно играют компоненты боковых пород и минерализованные подземные воды, несущие сульфаты, карбонаты, железо и щелочные металлы, что подтверждается изотопными отношениями серы и распределением элементов примесей и рудах и боковых породах, а равно и литологическим контролем оруденения.

Используя некоторые положения химии высоких давлений, Я. Н. Белевцев выяснил распределение в том, что рудные элементы, поднимающиеся из мантии в земную кору, распределяются в соответствии с величиной геостатического давления. Для земной коры в общем характерны легкоплавкие и легколетучие рудные компоненты, являющиеся источником ряда месторождений, концентрация рудного вещества в которых, по-видимому, обусловлена циркуляцией водных потоков, выделяющихся из мантии. В соответствии с этим связь месторождений с интрузиями, эффузивами и процессами метаморфизма является частным явлением миграции рудных компонентов из верхней мантии Земли. Данные о связи оруденения с глубинными разломами для Украинского массива, представленные К. Ф. Тяпкиным, В. М. Белановым, В. А. Нечаевым и др., свидетельствуют о наличии в его пределах ортогональной и субмеридиональной систем разломов, взаимное пересечение которых определяет блоковый тип тектонического строения и соответствующее распределение рудных зон.

Проблема глубинных источников тектонических явлений была рассмотрена В. А. Магницким и И. В. Калашниковой на примере анализа современных движений земной коры в районах Европейской части СССР. Авторы количественно показали, что эти движения могут быть объяснены фазовыми превращениями в пределах астеносферы. Проведенные ими расчеты свидетельствуют, что эти трансформации вещества (плавление, полиморфные изменения и др.) должны явиться причиной существенных изменений объема глубинных масс. Это должно приводить к движениям земной коры и ее деформациям. М. А. Артемьев показал, что гравиметрические, в частности изостатические аномалии возможно вызываются явлениями перераспределения масс разной плотности в результате кристаллизации вещества в астеносфере. С. А. Ушаков и А. А. Красс использовали особенности распределения аномалий силы тяжести под рифтовыми зонами Срединно-Атлантического хребта для обоснования своей гипотезы о развитии этой планетарной структуры, связанной с процессами, развивающимися в астеносферном слое. Данные о возможном влиянии процессов фазовых трансформаций и других явлений, развивающихся не только в верхней, но и нижней мантии, на тектоническое развитие Земли были представлены Е. В. Артюшковым. Согласно представлениям В. Г. Бондарчука, тектоносфера характеризуется геологически необратимыми процессами. В ней могут быть выделены пояса типотектоники (в верхней мантии), мезотектоники — в кристаллической коре и эпитектоники в осадочных толщах.

В принятом на симпозиуме решении отмечено, что особого внимания и развития заслуживают следующие направления исследований: изучение свойств минералов и горных пород и особенно их фазовых превращений в условиях высоких температур и давлений, изучение процессов выплавления магм разного состава и перидотитового материала, палеотермические и палеобарометрические исследования, исследования в области глубинности происхождения и эволюции вещества земной коры, геолого-геофизические исследования различных геологических зон для выявления связей типов геологического развития с формированием глубинных структур, осуществление бурения с научными целями в рудных и других районах и сверхглубокого бурения для достижения «базальтового» слоя, а также обобщение мировых данных о закономерностях развития эндогенных процессов и их механизмов.

Н. А. Беляевский

ГODOBOY УКАЗАТЕЛЬ
ЖУРНАЛ «ГЕОТЕКТОНИКА», т. 5, 1969 г.

Д. И. Агапитов, В. В. Иванов. История тектонического развития Пенжинско-Анадырского района в позднем мезозое и кайнозое	1	68
Л. Ф. Ауэ, В. Н. Троицкий, О. Г. Шеремет. Глубинное строение центральных районов Восточно-Европейской платформы и его отражение в структуре осадочного чехла	2	107
В. И. Бабак. Новейшая структура Казахского щита	6	86
М. К. Бахтеев, Н. И. Филатова. Об особенностях заключительного этапа геосинклинального развития Джунгаро-Балхашской геосинклинальной системы	3	75
М. Н. Белянкина. Связь гранитоидных формаций со складчатыми структурами в байкалидах Енисейского кряжа	3	62
Э. Г. Бейли, М. К. Блейк. Тектоническое развитие Западной Калифорнии в позднем мезозое. Статья 1	3	17
Э. Г. Бейли, М. К. Блейк. Тектоническое развитие Западной Калифорнии в позднем мезозое. Статья 2	4	24
Н. А. Богданов. Талассогеосинклинали Тихоокеанского кольца		3
И. П. Гамкрелидзе. Строение и развитие западной части южного склона Большого Кавказа и Грузинской глыбы	4	72
М. З. Глуховский. Некоторые особенности тектоники ранних этапов развития Олёкмо-Витимской горной страны	3	39
А. С. Голованов, Г. П. Полуаршинов, Л. В. Хорошилов. Основные черты строения и история формирования Аккан-Бурлукского глубинного разлома (Северный Казахстан)	5	95
Г. П. Горшков, Н. В. Шебалин, Г. А. Шенкарева, Ю. К. Шукин. К энергетической характеристике глубинных зон сейсмической активности	6	16
А. Г. Давыдченко. Последовательность и характер дислокаций пород юго-западного Памира	5	29
И. В. Данкевич, Ю. А. Павлов, Л. М. Парфенов. Глубинное строение южного ограничения Алданского щита в районе Чульманской впадины	4	85
Н. С. Зайцев, А. А. Моссаковский, А. С. Перфильев, О. Томур-Тогоо, Б. Лхасурен. О времени замыкания Хапгайского прогиба в варисцидах Центральной Монголии	5	89
Л. П. Зоненшайн. О многогеосинклиналях	4	35
Н. Г. Клушни, В. Д. Наливкин, Н. В. Шаблинская. О возможных глубинах корней платформенных структур	1	26
В. Я. Кошкин. Центральнo-Казахстанский сдвиг	1	52
В. Н. Крестников. Количественная оценка изменения контрастности вертикальных тектонических движений	3	88
Н. А. Крылов. О перестройках структурного плана в процессе развития молодых платформ	4	96
В. Н. Крымус, В. И. Лыков. Характер сочленения эпигерцидской платформы и альпийского складчатого пояса на юге Туркмении	6	52
М. М. Кухтиков. Краевые разломы и характер дислокаций осадочных толщ Гиссаро-Алая	1	39
Ю. Г. Леонов. Ранне- и среднеюрские фазы поднятия и складкообразования Большого Кавказа	6	31
М. Г. Ломзе, В. В. Плошко. О гипербазитах Главного Мармарошского разлома (Восточные Карпаты)	2	91
М. С. Марков, В. А. Селиверстов, М. Ю. Хотин, Б. К. Долматов. О сочленении структур Восточной Камчатки и Алеутской дуги	5	52
И. М. Мельканоуицкий, А. С. Орловский, В. Я. Синельников, А. В. Киришин. Особенности глубинного геологического строения Ферганской впадины и ее горного обрамления	5	62
С. В. Мейен. О гипотезе перемещения континентов с точки зрения палеофлористики карбона и перми	5	3
Ю. В. Миллер. О конседиментационных структурах в верхнем докембрии Восточного Саяна	6	23
Т. В. Молчанова. Зоны глыбовых резонансно-тектонических структур периферии Тихоокеанского пояса	6	63

М. В. Муратов. Строение складчатого основания Средиземноморского пояса Европы и Западной Азии и главные этапы развития этого пояса	2	3
В. Д. Наливкин, К. К. Гостинцев, В. А. Гроссгейм. О типах крупных платформенных структур США	6	3
Нгуен Динь Кат. Основные черты тектоники Северного Вьетнама	4	61
И. А. Одесский, А. И. Айнемер. Гармонический анализ осадочных толщ с целью выявления периодичности осадконакопления	6	77
Ц. О. Очиров. Основные особенности и типы мезозойских структур Бурятии и сопредельных территорий	1	83
Е. И. Паталаха. Влияние динамометаморфизма на морфологию складчатой структуры (на основании геологических и экспериментальных данных)	2	52
А. В. Пейве. Океаническая кора геологического прошлого	4	5
В. П. Поникаров, В. Г. Казьмин, Е. Н. Долгинов, Е. Д. Сулиди-Кондратьев. О некоторых особенностях развития Альпийско-Гималайской складчатой области в позднем докембрии и палеозое	1	93
Б. А. Петрушевский. Индо-Памирская глубинная зона и Западно-Деканское землетрясение	2	22
Ю. М. Пушаровский. Резонансно-тектонические структуры	1	2
А. В. Разваляев. О мел-палеогеновом этапе геологического развития впадины Красного моря	5	44
А. Ф. Семенов, М. М. Фартуков. О сдвиговой природе Карашор-Донгузсыртской зоны разлома в Туркмении	6	39
М. Л. Сомин. О древнейших структурных комплексах Главного Кавказского хребта и смежных областей	5	17
П. М. Сычёв. Аномалии силы тяжести и причины вертикальных движений земной коры в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану	1	13
А. М. Сычева-Михайлова. О механизме тектонических процессов в условиях инверсии плотности горных пород	4	47
А. И. Суворов, С. Г. Самыгин. О сочленении структур чингизского и спасского направлений в Центральном Казахстане	2	66
В. Н. Томашевский. Структуры архея и размещение раннепротерозойских гранитоидов в восточной части хребта Кодар (северо-восточное Забайкалье)	5	104
И. Б. Филиппова. Основные черты строения и развития Хангайского синклинория (Центральная Монголия)	5	76
В. Е. Хаин. Метаморфическая регенерация областей повторного орогенеза и проблема новообразования океанических впадин	3	31
Н. И. Халевин, И. Ф. Таврин, А. А. Кузнецов. Характеристика разрывных нарушений Урала (по геофизическим данным)	5	66
В. И. Шевченко. Казбекское пересечение Центрального Кавказа (новые данные и их возможная интерпретация)	1	99
В. Н. Шолпо. Количественные критерии оценки режима вертикальных движений	2	28
В. В. Эз. Существуют ли складки скальвания и складки волочения	3	52
Э. Н. Янов. О некоторых типах тектонических структур подвижных поясов	2	81

Краткие сообщения

М. В. Авдулов. Строение земной коры Кавказа и Крыма по результатам геофизических исследований	2	119
В. М. Будько, Б. И. Кошечкин. Опыт количественного изучения элементов протектоники по аэрофотоснимкам	4	107
Ю. Г. Ермаков. Влияние тектоники на распределение верхнемезозойских и кайнозойских отложений в Северном Причерноморье	4	119
Л. И. Коган, Я. П. Маловицкий, А. П. Милашин, Г. В. Осипов, Б. Д. Углов. Новые данные о глубинном строении восточной части Средиземного моря (по материалам гидромагнитной съемки)	5	111
В. А. Копаев. К методике анализа конседиментационных тектонических движений в областях континентального осадконакопления	3	108
Ю. П. Непрочнов, В. Н. Москаленко. Сейсмические исследования строения Черноморской впадины в прибрежной зоне между Сочи и Гудауты по сейсмическим данным	3	103
В. Ф. Огай. Миграция оси Предверхоаянского краевого прогиба	2	116
А. С. Павленко, А. В. Ильин, В. И. Стрижов, В. Н. Быховер. Возраст интрузий Восточной Тувы и Северной Монголии	4	112
Л. Г. Плахотный. Байкалнды в складчатом основании Восточного Крыма	3	96
Р. Я. Самарский, М. В. Стывас, К. Ф. Тяпкин. О современных горизонтальных движениях вдоль Криворожского глубинного разлома	2	123
В. В. Соколов. О связи тектонической трещиноватости пород и рельефа южного крыла Подмосковского бассейна	5	120
В. М. Тимачев. Тектоника юго-восточного окончания Патомской складчатой зоны	6	103
В. П. Трифонов, Н. П. Блох, А. Л. Алейников, О. В. Белавин, А. В. Зубков, Л. И. Овчинникова. Неотектоника Урала и ее соотношение с геофизическими аномалиями	6	100

Г. В. Тохтуев. Генетические типы и механизм образования структур будинаж	1	112
Г. Ф. Уфимцев. О некоторых особенностях механизма развития сводовых под- нятий в Центральном Забайкалье	5	115

Критика и дискуссии

Д. Н. Андрусов. О тектонической карте Евразии	5	124
Б. Н. Красильников. О некоторых спорных вопросах геологии Саяно-Алтайской области (О критических замечаниях В. П. Нехорошева по поводу работы Б. Н. Красильникова «Доороженное развитие структуры Саяно-Алтайской области и сопровождающие его глубинные процессы». Издательство «Нау- ка», 1966)	6	109
Л. И. Красный. Рецензия на Международный тектонический словарь (англий- ская терминология)	3	113
Д. П. Резвой. Проблемы тектоники Южного Тянь-Шаня и «гипотеза последо- вательного раздавливания ранних вулканогенных прогибов» (по поводу статей Г. С. Поршнякова 1960—1968 г.)	1	120

Хроника

Н. С. Благоволин, Л. Е. Сетунская, Е. А. Финько. Третий международный сим- позиум по современным движениям земной коры	1	125
Н. А. Беляевский. О связи геологических структур с глубинными явлениями	6	114
Совещание по проблемам происхождения складчатости	4	122
VI сессия Научного совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока	3	116
К восьмидесятилетию академика Дмитрия Васильевича Наливкина	4	3

Редакционная коллегия:

**В. В. БЕЛОУСОВ, А. А. БОГДАНОВ, 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,
В. Е. ХАИН, Ю. М. ШЕЙНМАНН, Н. А. ШТРЕЙС, А. Л. ЯНШИН**

Адрес редакции

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

Технический редактор Л. М. Ковнацкая

Сдано в набор 5/IX-1969 г. Т-13667. Подписано к печати 20/X-1969 г. Тираж 1700 экз.
Зак. 5825. Формат 70×108^{1/16} Усл. печ. л. 10,5+1 вкл. Бум. л. 3^{3/4}. Уч.-изд. листов 12,7.

2-я типография издательства «Наука». Москва, Г-99, Шубинский пер., 10



Цена 1 р. 20 к.

И-71
МВД КАЛУЖСКАЯ
Д 12 КВ 11
ПУШКОВСКОМУ
70228
1-12

15
Индекс
70228

**ПРИНИМАЕТСЯ ПОДПИСКА
НА ЖУРНАЛЫ ИЗДАТЕЛЬСТВА «НАУКА»
НА 1970 ГОД**

Название журнала	К-во номеров в год	Подписная цена (годовая)
ОБЩЕАКАДЕМИЧЕСКИЕ ЖУРНАЛЫ		
Вестник Академии наук СССР	12	9 р. 60 к.
Доклады Академии наук СССР (без папок)	36	51 р. 84 к.
Доклады Академии наук СССР (с 6-ю коленкоровыми папками с тиснением)	36	54 р. 24 к.
Доклады Академии наук СССР		
СЕРИЯ — МАТЕМАТИКА. ЖУРНАЛЫ		
Серия — Химия	12	18 р.
Серия — Геология	12	14 р. 40 к.
Серия — Биология	12	9 р. 72 к.
Научно-популярные журналы		
Земля и Вселенная	6	1 р. 80 к.
Природа	12	6 р.
Русская речь	6	3 р.
Химия и жизнь	12	3 р. 60 к.

Подробные сведения о журналах издательства «Наука» публикуются в каталогах «Академкниги».

Подписка принимается общественными распространителями печати по месту работы и учебы, в пунктах подписки «Союзпечати», а также в любом почтамте и в отделениях связи.

