

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ТЕОТЕКТОНИКА

6

ИЗДАТЕЛЬСТВО НАУКА · МОСКВА · 1967

ГЕОТЕКТОНИКА

ЖУРНАЛ ОСНОВАН В 1965 ГОДУ

ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД

НОЯБРЬ — ДЕКАБРЬ

МОСКВА

№ 6, 1967

СОДЕРЖАНИЕ

Б. М. Чирич. Развитие Динарид в альпийском цикле	3
И. И. Белостоцкий. Тектонические покровы в бассейне р. Девола в Динаридах	25
Л. П. Зоненшайн. Тектоника складчатых поясов Центральной Азии (К закономерностям строения геосинклинальных областей)	49
Н. К. Булин. Глубинное строение территории Туркмении по данным сейсмологических исследований	70

Краткие сообщения

Б. М. Чиков. Глубинные разломы Корякского нагорья	82
Е. П. Гуров и Е. П. Гурова. О тектоническом положении дайковых поясов Станового хребта	87
В. Н. Калачева, Л. Д. Кноринг. Трещиноватость как показатель истории формирования тектонической структуры (на примере антиклинали Западного Арук-Тау)	90
А. М. Шурыгин. Астраханский тектонический покров на юго-восточном Кавказе	98

Критика и дискуссии

Б. Н. Красильников, И. В. Лучицкий. О тектонической карте Евразии	105
Э. И. Сафаров, В. Х. Капцан. По поводу сообщения Б. С. Слюсаря и В. С. Макареску «Основные черты строения Молдавской юрской впадины»	108
Годовой указатель	110

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

NOVEMBER — DECEMBER

MOSCOW

№ 6, 1967

CONTENTS

B. M. Chirich. Evolution of the Dinarides during the Alpine orogeny	3
I. I. Belostotsky. Overthrust sheets in the Devoll River basin within the Dinarides	25
L. P. Zonenshain. Tectonics of the Central Asia orogenic belt (On the structural patterns of geosynclinal areas)	49
N. K. Bulin. Subsurface structure of Turkmenia from seismological data	70
Short communications	
B. M. Chikov. Deep faults of the Koryak Highland	82
E. P. Gurov and E. P. Gurova. On the tectonic setting of dyke belts of the Stanovoi Ridge	87
V. N. Kalachëva and L. D. Knoring. Jointing as a factor of the history of a tectonic structure (the Western Artuk-Tau anticline taken as an example)	90
A. M. Shurygin. The Astrakhan overthrust within south-eastern Caucasus	98
Critique and discussion	
B. N. Krasil'nikov and I. V. Luchitsky. On the tectonic map of Eurasia	105
E. I. Safarov and V. Kh. Kaptan. On the report by B. S. Slyusar' and V. S. Makaresku «General structure of the Jurassic Moldavian Basin»	108
Annual index	110

УДК 551.240(234.422)

Б. М. ЧИРИЧ

РАЗВИТИЕ ДИНАРИД В АЛЬПИЙСКОМ ЦИКЛЕ

Западную половину Югославии составляют горные цепи, которые по имени горы Динара называются Динаридами. В более широком значении слова под Динаридами понимают южную ветвь альпийского орогена, в которой тектонические движения распространялись в южном и юго-западном направлениях, противоположных направлению движений в Альпах. В таком виде Динариды рассматриваются еще со времен Э. Зюсса.

О развитии Динарид в течение альпийского цикла и результатах этого развития, о их границах и расчленении, а также о тектоническом строении существует несколько разных и противоположных концепций. Так, например, на тектоническую структуру Динарид известен десяток взглядов, которые возникали в разное время. В первый период, до 1948 г., Динариды понимались в свете учения о крупных региональных надвигах (Ф. Нопша, Л. Кобер, Ф. Коссмат, Буркарт, В. Петкович, А. Пильгер, К. Петкович). С 1948 г. возникают и другие теории. З. Бешич (Бешић, 1948) рассматривал Динариды как систему крупных чешуй, а позднее (Бешић, 1952; Bešić, 1956) как систему нормальных и опрокинутых складок, а также мелких чешуй; Б. Милованович (Milovanović, 1950) описывал наряду с чешуями и небольшие надвиги, а М. В. Муратов (1953) Mouratov, 1960) распространил свою теорию о чередовании мегантиклинорий и синклинорий и на Динариды.

За последние десять лет многие области Югославии были детально исследованы. Собран обширный, лишь частично опубликованный материал, позволяющий создать более определенную картину строения Динарид. Частые геологические маршруты позволили мне проверить противоречивые данные и составить собственное мнение о структуре и развитии Динарид и о их отношении к соседним горным цепям.

Первый обзор развития югославских Динарид в течение альпийского цикла я написал в 1960 г. для книги в честь 70-летия известного французского исследователя средиземноморских областей профессора П. Фалло, однако из-за его кончины работа была опубликована несколько позже — во втором томе книги, посвященной его памяти (Ciric, 1963). В этом обзоре я стремился дать синтез существующих материалов по палеогеографии, магматизму, тектонике и вообще о событиях геологической истории на просторах Динарид с верхней перми до неогена. В ходе составления обзора о развитии Динарид в течение альпийского цикла появились новые идеи, дополненные дальнейшей работой. Это в первую очередь относится к вопросу о миграции тектогенеза в геосинклинали и о роли магматических массивов при тектогенезе.

В октябре 1963 г. мне представилась возможность посетить Советский Союз и познакомиться с отдельными районами альпийской геосинклинальной области Кавказа, а также по предложению директора ГИН АН СССР акад. А. В. Пейве прочитать доклад по геологии Динарид. Я сделал обзор эволюции Динарид в ходе альпийского цикла на заседа-

нии Ученого совета ГИН АН СССР 16 ноября 1963 г., сократив изложение уже опубликованных данных, но подчеркнув динамику развития — тектонические и магматические пульсации в жизни динарской геосинклинали. Таким образом, я прочел лекцию, которая теперь предоставляется читателю в письменном виде.

Доклад вызвал оживленную дискуссию. Я сердечно благодарил всех участвовавших в ней уважаемых коллег за плодотворный и приятный обмен мнениями.

І. РАСПРОСТРАНЕНИЕ И ГРАНИЦЫ

Единственная общепризнанная граница Динарид — восточная, по которой они доходят до долин рек Великая и Южная Морава и Вардар, т. е. до Сербско-Македонского массива кристаллических сланцев. Эта граница совпадает с зоной глубинных разломов, с которой связаны многие проявления мезозойского и кайнозойского магматизма.

Динарские горы простираются к северу до долины р. Савы, но Динариды протягиваются и дальше на север, где они опущены и перекрыты неогеновыми отложениями Паннонского бассейна. В этой депрессии высится несколько гор-горстов, имеющих динарское строение. Многие глубокие скважины подтвердили мнение Ф. Коха (Koch, 1924), З. Бешича (Бешић, 1952) и Б. Чирича (Ћирић, 1953) о том, что к северу от Савы неоген подстилают «потонувшие» Динариды, по крайней мере до линии Фрушка Гора — Иванщица, т. е. до р. Дравы.

Более ранние мнения о том, что паннонские отложения покрывают древний кристаллический массив, что Шумадия и Западная Сербия являются переходной зоной между Динаридами и Родопом или о том, что Динариды принадлежат собственно альпийской структуре (альпидам), по-видимому, не имеют больше сторонников среди югославских геологов.

Западные Паннонской равнины Динариды сочленяются с собственно альпийской структурой вдоль отчетливой зоны тектонических разломов и тоналитовых интрузий, прослеживающейся в долине р. Дравы, на горах Похорье и Караванке и в долине р. Зилы. Эта граница была показана уже Зюссом, Цвиичем, Косматом, Кобером и Кохом. Мнение И. Раковца (Rakovac, 1954) о том, что она проходит значительно южнее, в зоне Соча, Толмин, Логажец, источник Любляницы, Вишня Гора и Кршко Поле, нельзя принять, так как севернее этой зоны отсутствуют значительные фациальные структурные изменения.

К югу и юго-западу Динариды распространяются до Адриатического моря и на его острова, а вне границ Югославии — в Албанию и Грецию, где некоторые исследователи (Л. Кобер, Ж. Обуэн) называют их Эллинидами.

ІІ. ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ

На основании характеристики мезозойских и кайнозойских геосинклинальных образований в Динарской горной цепи легко выделяются две главные палеогеографические зоны, прослеживающиеся на любом поперечном профиле: Внутренние и Внешние Динариды. Граница между ними резкая и совпадает с юго-западной границей распространения диабазово-яшмовой формации, своеобразной вулканогенно-осадочной формации юрского периода, характеризующейся наличием яшм и ультраосновных пород.

Такое подразделение Динарид было сделано еще З. Бешичем (Bešić, 1954) но, по его мнению, литофации обеих зон местами «смешиваются» между собой, так что граница между Внешними Динаридами, в которых главным образом развиты известняково-доломитовые фации, и Внутренними, сложенными преимущественно кластическими отложениями, неясная.

Более ранние исследователи различали в Динаридах четыре и даже больше фациальных и тектонических зон. Самой основательной схемой является схема Ф. Космата (Kosmat, 1924₁), которой в несколько измененном виде до сих пор пользуются некоторые геологи. Известные французские исследователи Брюнн (Brunn, 1956, 1959, 1960) и Обуэн (Aubouin, 1958, 1959_{1,2,3}) разделяют Эллиниды на ряд фациальных зон (переходящих в Албанию), рассматривая их в основном как палеогеографическое выражение прогибов и поднятий.

Внутренние Динариды отличаются сложным развитием, особенно в течение альпийского цикла, в частности образованием диабазово-яшмовой формации и ультрабазитов. Это типичный пример эвгеосинклинали. На юге Югославии, в пределах Внутренних Динарид, можно выделить еще Вардарскую и Дринскую подзоны, разделенные Пелагонским поднятием кристаллических сланцев. Это поднятие погружается на севере, и на широте города Прирена упомянутые подзоны сливаются.

Граница Внутренних Динарид с Внешними проходит в зоне Скадар — Печь — Сараево — Карловац (в Югославии). На северо-западе Карловаца характерные для Внутренних Динарид образования исчезают, причем последние офиолиты встречаются еще на горе Ивакшице (Иваншчица); дальше к западу на принадлежность к этой зоне указывают лишь молодые дацитово-андезитовые вулканические образования. Таким образом, граница между Внешними и Внутренними Динаридами постепенно сглаживается, и обе зоны переходят в Италию как одно целое, в то время как в Апеннинах снова ясно выражены две основные зоны; эв- и миогеосинклинали.

Внешние Динариды развивались более спокойно, с несомненными миогеосинклинальными особенностями. Эта область характеризуется мелководными, преимущественно известковисто-доломитовыми отложениями, отсутствием ультраосновных магматитов и вообще редкими вулканическими явлениями, в особенности после среднего триаса.

На такой характер основных фациальных зон Динарид и их границ автор неоднократно указывал начиная с 1953 г. Предлагаемое районирование базируется прежде всего как на различиях в магматизме (Cirić, Kačamata, 1960), так и на тектонических особенностях, являющихся следствием неодинакового развития в целом.

В пределах этих основных зон существуют также области, отличающиеся своими индивидуальными особенностями, которые, однако, не представляют собой цельные параллельные пояса. Они имеют вид как бы самостоятельных бассейнов и сменяются как в продольном, так и поперечном направлениях. Например, характерные формации черногорского адриатического побережья — среднетриасовый флиш и порфирирово-яшмовая формация — обнаружены снова на горе Свилае, так же как и далеко от моря, в разных тектонических единицах Черногории и вообще Динарид.

III. ЛИТОСТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ

Литофациальный анализ формаций дает наиболее наглядный обзор геологического развития каждой области и позволяет произвести корреляцию между их зонами, так же как и более широкие сопоставления этих областей с соседними складчатыми системами. Основные характерные формации альпийской мио- и эвгеосинклиналей Динарид изображены графически на стратиграфических колонках (рис. 1).

Доальпийские формации Динарид представлены главным образом сланцами различной степени метаморфизма; известняки и некоторые другие породы имеют второстепенное значение и встречаются в виде линз. Наиболее молодые среди них — формации варисцийского палеозоя — обнаруживают тот же тектонический стиль, что и триасовые се-

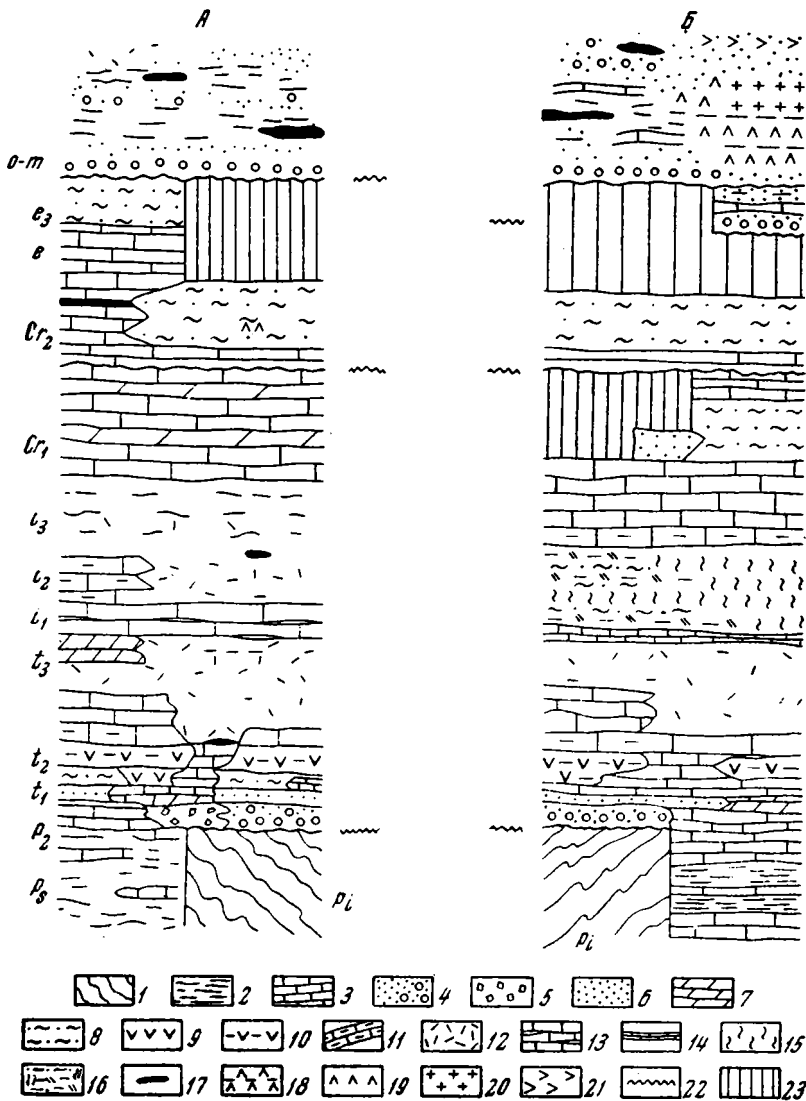


Рис. 1. Схематические литостратиграфические колонки Внешних (А) и Внутренних (Б) Динарид

1 — сланцы, филлиты; 2 — аргиллитовые сланцы и филлиты; 3 — известняки; 4 — конгломераты; 5 — сотовидные известняки (Zellenkalke); 6 — песчаники, разноцветные и гетерогенные в верфене, зеленые в альбе Внутренних Динарид, рыхлые «молассовые» в третичном периоде; 7 — доломиты; 8 — флиш; 9 — порфириты; 10 — порфиритово-яшмовая формация; 11 — известняки с яшмами; 12 — рифовые известняки; 13 — слоистые известняки с прослоями аргиллитов; 14 — аммонитовые известняки; 15 — серпентиниты; 16 — диабазово-яшмовая формация; 17 — бокситы, угли; 18 — дацит-андезиты; 19 — андезит-яшмовая формация; 20 — гранодиориты; 21 — андезит-базальты и базальты; 22 — несогласие; 23 — перемены в осадкообразовании. P_3 — нижний палеозой; P_2 — вариссийский палеозой; P_1 — верхняя пермь; t_1 — нижний триас; t_2 — средний триас; t_3 — верхний триас; i_1 — нижняя юра; i_2 — средняя юра; i_3 — верхняя юра; Cr_1 — нижний мел; Cr_2 — верхний мел (главным образом начиная с сантона); e — палеоцен и эоцен; e_3 — верхний эоцен; $o - m$ — верхний олигоцен-миоцен

рии, переход к которым вполне согласный¹. Бросается, однако, в глаза, что верхняя пермь представлена чаще всего конгломератами типа веррукано, затем песчаниками и брекчиевидными известняками. Как известно, они следуют за поднятиями некоторых центральных участков геосинклиналей и, по моему мнению, возникают в результате эпейрогенических движений. Одновременно с образованием этих трансгрессивных отложений начинается альпийский цикл во всех Динаридах.

Мезозой

Нижний триас сменяет верхнюю пермь постепенно и как бы незаметно. Местами эти отложения невозможно отличить и разделить, вследствие чего для данного комплекса часто употребляют термин «пермтриас». Пестрые песчаники и сланцы, затем полосчатые известняки и доломиты являются, однако, достаточно типичной литофацией нижнего триаса. На основании характерных ископаемых организмов их можно разделить на сейский и кампильский подъярусы. Эти отложения встречаются во многих районах Динарид.

Распространено мнение, что в течение нижнего триаса происходила и значительная вулканическая деятельность, но это, по-видимому, неверно, так как в нескольких местах (например, в окрестностях рудника Вареш в Боснии) оказалось, что вулканические образования, описанные как верхнепермские или нижнетриасовые, несомненно принадлежат среднему триасу.

Формации среднего триаса, довольно разнообразные по своим литофаціальным характеристикам, также являются общими для обеих динарских зон. Исключение представляет флишевая формация анизийского возраста, не известная за пределами Внешних Динарид и распространенная главным образом в прибрежной полосе. Кроме флиша встречаются разные известняки и доломиты, наряду с породами, соответствующими первым проявлениям сильного вулканизма.

Триасовый порфириновый вулканизм начался небольшими излияниями лав и образованием туфов, являющимися внутриформационными гелами во флише зоны с *Rhynchonella decurtata*; наиболее сильные извержения, в большинстве случаев подводные, соответствуют зоне с *Ceratites trondosus* (Словения, Далмация и некоторые Адриатические острова, Черногория, Босния, Западная Сербия, Македония, Албания и Греция). С этим вулканизмом связаны некоторые оруденения свинца, цинка, ртути и барита.

Но наибольшее внимание привлекает порфириново-яшмовая формация, образовавшаяся в латинском веке вследствие взаимодействия порфиритового вулканизма и синхронной седиментации. Она состоит из пачек главным образом зеленых туффитов, небольших порфиритовых покровов, разноцветных (преимущественно красных) яшм, туфогенных песчаников, аргиллитов и известняков. В этой формации часто встречаются иногда значительные залежи железных руд и марганца (Вареш, Чевляновичи в Боснии, Лазаполе в Македонии и прочие). Эта формация довольно маломощная (около 200 м), но развита во многих местах Динарид в Югославии, Албании и Греции. Будучи весьма характерной по составу и внешнему виду и занимая вполне определенное стратиграфическое положение, она является превосходным маркирующим горизонтом при полевых исследованиях.

К началу верхнего триаса вулканическая деятельность угасает. На участках, в которых в карнийское время вулканизм еще действовал,

¹ Вопрос о вариссийском горообразовании в Динаридах Югославии ждет разрешения после детального изучения палеозойских отложений (от нижнего девона до верхней перми). На основании некоторых результатов подобного изучения, автор и фон Гертнер (Cirić, von Gaertner, 1962) полагают, что такого горообразования в Динаридах не было.

отлагаются известняки с яшмами; там где средний триас в известняковой фации и где карбонатная седиментация продолжалась и в течение верхнего триаса, эти отделы один от другого отделить трудно. Во Внешних Динаридах в конце ладинского века происходит кратковременное поднятие над уровнем моря некоторых участков геосинклинали, сопровождаемое образованием конгломератов, углей, пресноводных известняков и наиболее важных среди них — значительных месторождений бокситов. Норийский и рэтический ярусы представлены известняками и доломитами мощностью до 1500 м.

Отложения нижнего и среднего лейаса во всех Динаридах одинаковы, залегают согласно на верхнем триасе и представлены известняками.

Во Внешних Динаридах преобладают, однако, толстослоистые карбонатные породы с *Littiofis* и брахиоподами, в то время как во Внутренних Динаридах встречается очень тонкий нижний аммонитовый известняк; в последнем случае между верхним триасом и лейасом почти всегда наблюдается перерыв в осадкообразовании, но без несогласия.

Только с верхнего лейаса начинается неодинаковое развитие Внутренних и Внешних Динарид. В то время как во Внешних Динаридах продолжается отложение мелководных и рифовых известняков, сопровождаемое кратковременными поднятиями и образованием бокситов, геосинклинальная жизнь во Внутренних Динаридах была несравненно разнообразнее. Орогеническая и магматическая деятельность способствуют возникновению особой фации флишевого характера, в которой конгломераты, песчаники, аргиллиты, известняки и яшмы переслаиваются с туфами и обильными подводными извержениями диабазово-габброидной ассоциации пород и перидотитов. Это хорошо известная диабазово-яшмовая формация, часто описываемая многими исследователями Балканского полуострова.

Верхняя юра обеих зон характеризуется известняковыми отложениями, преимущественно рифовыми, с кораллами, дицерасами и эллипсактиниями. В некоторых участках Внутренних Динарид выше диабазово-яшмовой формации залегают известняки с яшмами, представляющие в большинстве случаев переходные слои к рифовым известнякам. В верхней юре Внешних Динарид встречаются также бокситы и, совсем редко, прослойки туфитов, которые, очевидно, образованы выносами вулканического пепла из вулканических областей Внутренних Динарид.

Нижний мел Внешних Динарид представлен мелководными известняками, непосредственно отлагавшимися на верхнеюрских слоях.

Во Внутренних Динаридах отложения этого отдела распространены менее широко (окрестности Белграда, Босния). Представлены они преимущественно известняками, но во время альб-сеномана в широкой зоне, протягивающейся вдоль западной окраины Сербско-Македонского массива, образовывалась мощная формация глинистых отложений с прослоями песчаников и песчаных известняков. В Югославии ее считают флишем, по мнению же некоторых исследователей (Н. А. Штрейс — устное указание во время совместной экскурсии в 1963 г.) эта формация скорее всего соответствует аспидной формации; как бы то ни было она свидетельствует об орогенической деятельности в этой части Динарид, и в этом ее особое значение.

Для верхнего мела Внешних Динарид характерны те же условия осадконакопления, причем известняково-доломитовая седиментация продолжалась здесь до маастрихта. Только в маастрихте и датском ярусе в нескольких районах возникла очень мощная флишевая формация. В районах распространения дурмиторского флиша обнаружены небольшие проявления синхронного подводного вулканизма (риолиты и их туфы).

После нижнемеловых поднятий море дважды проникает во Внутренние Динариды. В Дринской подзоне трансгрессия начинается в сеномане, вследствие чего сеноманские, туронские и сенонские известняки

залегают трансгрессивно и несогласно на диабазово-яшмовой формации или на серпентинитах. Известняки с *Chondrodonta* известны также из окрестностей горы Златибора (Б. Милованович, 1935), в то время как туронские кластические отложения развиты в Вардарской подзоне (Б. Чирич, 1952) и Западной Сербии (Д. Пейович, 1958). Но наиболее сильная и выдающаяся трансгрессия во Внутренних Динаридах началась в нижнем сантоне: однообразные отложения, главным образом известняки с рудистами, находятся на огромном пространстве во Внутренних Динаридах и даже вне их, во Внешних Динаридах и Карпато-Балканской дуге. Этот режим продолжается вплоть до верхнего маастрихта, когда начинается образование очень мощного флиша, возраст верхней границы которого еще не уточнен.

К а й н о з о й

Сходство формаций Внешних и Внутренних Динарид, характерное для верхнего мела, исчезает в третичном периоде.

Во Внешних Динаридах непрерывное осадкообразование местами продолжалось до олигоцена. В конце мела и в нижнем эоцене кое где происходили поднятия, сопровождавшиеся образованием континентальных и лагунных формаций (чаще всего бокситов). Отложения эоцена накапливались в узких депрессиях между приподнятыми участками или даже кордильерами, сложенными меловыми известняками. Они представлены альвеолиновыми и нуммулитовыми известняками; выше следует верхнеэоценовый флиш.

Во Внутренних Динаридах развит только верхний эоцен, да и то местами (зоны Вардарская и Дринская, а также Северная Босния). По своему составу и тектоническому положению, занимаемому в Вардарской зоне, верхнеэоценовые слои являются настоящей молассой.

В конце эоцена происходит общее поднятие Динарид. Принадлежащие олигоцену проминские слои со своими характерными конгломератами представляют собой первое проявление молассы во Внешних Динаридах, которая столь широко распространена в Далмации. Более молодые (миоценовые) морские молассы известны только у Скадарского озера.

Среди отложений, относимых к олигоцену, следует упомянуть также верхнеолигоценные угленосные слои р. Сотески в Словении.

В конце олигоцена на севере страны образуется большой Паннонский бассейн, в котором накапливались неогеновые отложения Паратетиса, а в остальной части — многочисленные озерные молассовые бассейны, в которых в миоцене шло весьма усиленное осадкообразование, так что мощность соответствующих отложений достигла более тысячи метров.

В это время Внутренние Динариды были охвачены интенсивной магматической деятельностью, проявлениями которой являются мощные излияния дацитов-андезитов, выбросы пирокластиков, внедрения гранодиоритов, так же как и образование месторождений свинца и цинка.

Для плиоцена этих областей характерен слабый, финальный вулканизм, выразившийся в извержениях андезито-базальтов и базальтов.

IV. ТЕКТОНИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ И ИХ РАЙОНИРОВАНИЕ

Помимо различий в литофациях, особенно бросающихся в глаза начиная с верхнего лейаса, между Внешними и Внутренними Динаридами существуют различия и в тектонике. В данном случае я подразумеваю структуры, которые можно изучить доступными нам техническими средствами, т. е. поверхностные, «эпидермальные» структуры, до глубины приблизительно в 5 км; в более глубоких зонах тектоника спокойнее, структуры проще, но эти зоны все еще недостаточно изучены.

Внешние динариды

Южная часть

В своей южной части, в Черногории, Внешние Динариды образованы тектоническими единицами, ограниченными преимущественно крупными, продольными разломами. По плоскостям этих разрывных дислокаций основные тектонические единицы двигались к юго-западу.

Тектоническое районирование и положение единиц в этой части Динарид довольно верно сделал и описал З. Бешич (1948, 1956), но его понимание строения единиц и их движений сильно исправлено благодаря более новым полевым исследованиям.

Основные структурные единицы Внешних Динарид обозначены на приложенной карте (рис. 2) римскими цифрами; в Черногории они имеют обозначения от I до IV.

1. Первой расположенной на самом юго-западе единицей является Прибрежная зона. Под этим названием я объединил две единицы более ранних исследователей (Коссмат, Нопша, Кобер и др.): Адриатическо-Ионическую или автохтонную зону и зону Цукали¹ или Будванского покрова. Такое расчленение на две зоны не соответствует наблюдающимся геологическим соотношениям, так как все занимаемое ими пространство характеризуется одними и теми же тектоническими особенностями (складки и небольшие чешуи), а фациальные различия только кажущиеся: наибольшая часть прежней «автохтонной» зоны перекрыта современными отложениями и водами Адриатики; на островах, которые согласно старому делению должны были бы принадлежать автохтону, развиты те же формации, что и в зоне Цукали, или еще дальше на северо-востоке в зоне Высокого Карста (порфириново-яшмовая формация, доломиты верхнего триаса и остальные формации Внешних Динарид). Такое фациальное единство исключает подобное палеогеографическое районирование.

По направлению к юго-востоку Прибрежная зона переходит непосредственно в Адриатическо-Ионическую зону Албании и Греции; на северо-востоке она ограничена крупным продольным разрывным нарушением, простирающимся к северу-западу до р. Неретвы.

На широте Дубровника прибрежная зона расширяется и объединяет все прибрежные острова и Герцеговинский карст.

2. Вдоль упомянутого нарушения комплекс карста Старой Черногории надвинут на Прибрежную зону. Зона Старой Черногории является лишь частью зоны Высокого Карста, по Ф. Коссмату и другим авторам, которая не существует ни как самостоятельная фациальная, ни как тектоническая единица. Зону Старой Черногории можно проследить на северо-запад до Герцеговины, где она сливается с Прибрежной зоной, образуя с ней одно целое; на северо-восток она простирается до р. Зеты. Следовательно, рассматриваемая зона занимает почти исключительно площадь Старой Черногории, в силу чего за ней и следует сохранить это название, данное ей З. Бешичем.

Амплитуда надвига точно не выяснена, но скорее всего она достигает 4 км. Поверхность надвига наклонена к северо-востоку под углом приблизительно в 20°.

В Старочерногорской зоне выделяется несколько небольших структур, среди которых следует назвать разорванные и надвинутые Ловченскую и Граховскую антиклинали, сложенные триасовыми и юрскими доломитами и известняками, а также мелкочешуйчатую зону р. Зеты, которая образована меловыми известняками и эоценовым флишем.

¹ Э. Бешич (1956) называет эту зону Приморской синклиналию сланцев и яшм. Ж. Обуэн (1959) понимает ее в начальном смысле, как Цукали, и сравнивает с греческими зонами, в частности с зоной Гаврово.

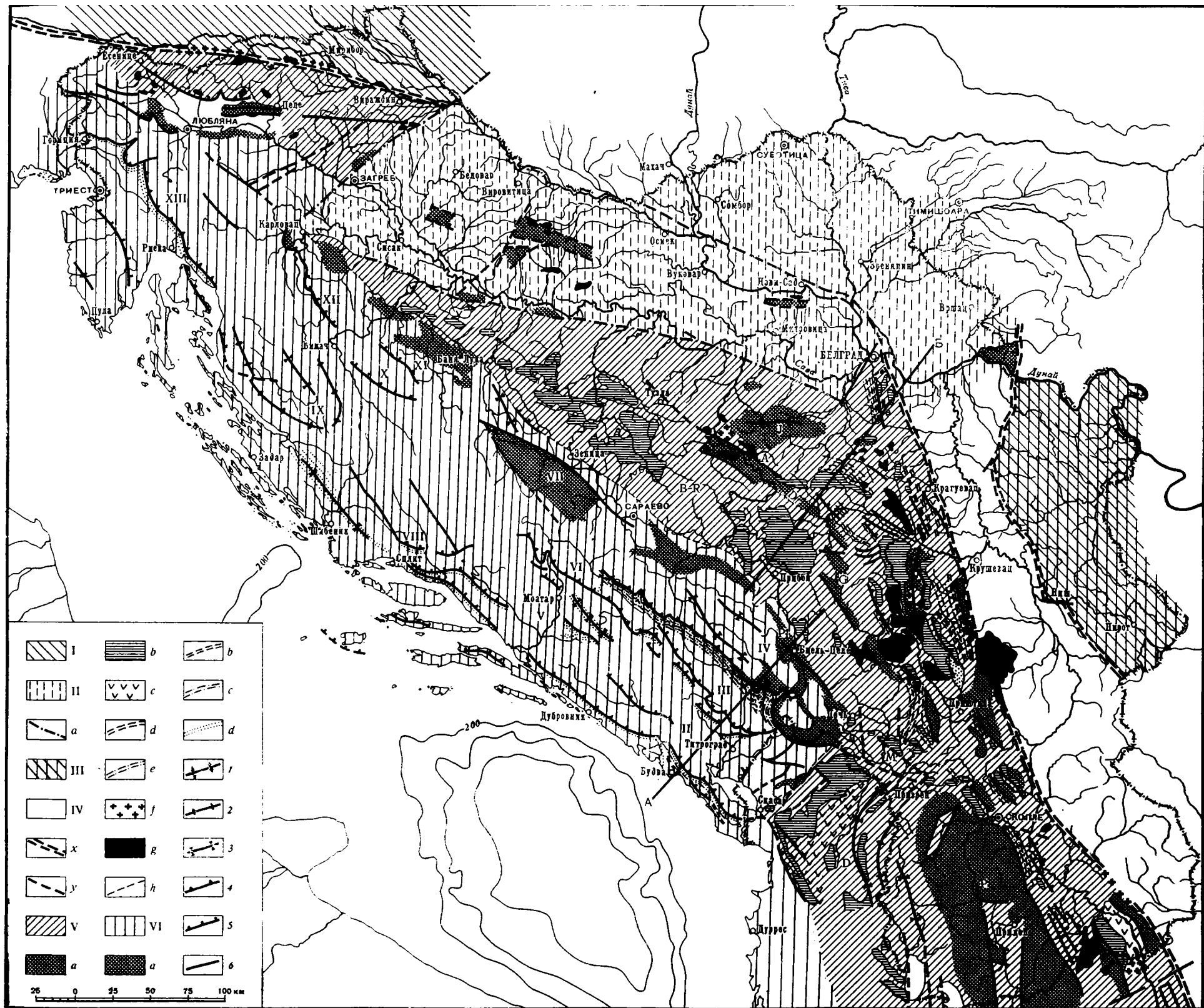


Рис. 2. Тектоническая карта Динарид Югославии

I. Альпиды. II. Паннонский бассейн: а — зона краевых глубинных разломов на юге и на западе бассейна. III. Карпато-Балканская дуга. IV. Сербско-Македонский массив вместе с молодым чехлом: х — зоны глубинных разломов, по которым на западе массив граничит с Динаридами и на востоке — с Карпато-Балканской дугой; у — предполагаемая граница Динарид под неогеновым чехлом Паннонского бассейна. V. — Внутренние Динариды: а — области распространения предальпийских формаций, б — массивы серпентинитов с — большие массы диабазов, д — альско-сеноманский флиш, е — маастрихтско-датский флиш, ф — миоценовые гранодиориты, г — третичные лацит-андезиты, h — юго-западная граница диабазово-яшмовой формации и Внутренних Динарид.

Заглавные буквы: V — Вардарская зона; P — Пелагоническая зона; D — Дринская зона; M — Метохийская впадина; K — область Копоника; G — палеозойская зона горы Голиз; D₂ — палеозойская зона р. Дрина; B-R — область Боснии и Рашки; A — разломы Азбуковицы; J — палеозой области Ядар; J — гора Иванчица. VI. Внешние Динариды: а — области распространения предальпийских формаций, б — среднетриасовый флиш, с — маастрихтско-датский флиш, d — верхнеоценовый флиш. I — XIII — Важнейшие тектонические единицы: I — прибрежная зона; II — надвиг Старой Черногории; III — надвиг Кучи; IV — Дурмиторский надвиг; V — Герцеговинско-Прибрежная зона; VI — надвиг горы Преня; VII — горт-антиклинорий Боснийских сланцеватых гор; VIII — горст Динары и чешуя Свилай; IX — область Велебита, Плешевы и Крбавы; X — чешуя Грмеча; XI — чешуя гор Майданске Планине; XII — чешуя Петровой Горы; XIII — надвиг р. Пивки; 1 — оси антиклинориев; 2 — оси антиклиналей; 3 — оси синклиналей; 4 — фронт надвига; 5 — фронт чешуи; 6 — разломы. Те же обозначения, но более тонко изображенные, представляют соответствующие единицы второго порядка

3. Следующую единицу, расположенную северо-восточнее Старочерногорской зоны, В. Симич (1940) и З. Бешич (1948) выделили под названием «чешуя Кучи». Каждый исследователь, однако, понимал ее по-своему. Так, например, В. Симич к зоне Кучи не относил зону Дурмиторского флиша, а геологи «написты» не выделяли ее вовсе, причисляя ее к покрову Высокого Карста.

В зоне Кучи распространены брекчиевидные и гипсоносные пермские известняки, верфенские слои, мезозойские известняки и доломиты, порфириты и маастрихтско-датский флиш. Мезозойские известняки и доломиты образуют, по З. Бешичу (1956), крупную антиклиналь горы Войника и р. Прекорницы. В каньоне р. Морачи нет и следа этой антиклинали, здесь она перекрыта надвигом. Для зоны Кучи характерна типичная чешуйчатая структура, причем поперечные разломы еще более осложняют ее строение. Дурмиторский флиш собран в многочисленные небольшие изоклинальные складки, часто опрокинутые на юго-запад. Своим юго-западным краем зона Кучи надвинута на зону Старой Черногории. Фронт надвига отчетливо прослеживается у местечка Биоче, в долине р. Морачи, где триасовые доломиты налегают на верхнемеловые известняки под углом в 20°; амплитуда перекрытия соответствует нескольким километрам (рис. 3).

4. Дурмиторский покров¹ является наиболее крупной тектонической единицей Динарид. Ф. Нопша называл его «североалбанской площадью», З. Бешич — «Дурмиторской чешуей», а К. Петкович (1958) «зоной палеозойских сланцев и мезозойских известняков». В своих более новых работах на югославской территории Международной тектонической карты Европы, представленной на XXI сессию Международного геологического конгресса в Копенгагене, и на тектонической карте Югославии (1962) К. Петкович эту крупнейшую тектоническую единицу совсем не выделил.

На протяжении свыше 100 км от р. Неретвы до албанской границы северо-восточная сторона дурмиторского флиша перекрыта палеозойскими сланцами и мезозойскими формациями. Амплитуда этого надвига свыше 10 км, а его плоскость приблизительно горизонтальна; эрозия образовала тектонические окна (р. Сутьеска), полуокна (долина р. Тары), клиппы и полуклиппы (водораздел между р. Морачей и р. Гарой).

От Дурмиторской зоны на восток в бассейне р. Лима простирается зона палеозойских сланцев. Это часть большого палеозойского пояса, отделяющего Внешние Динариды от Внутренних. Палеозойская толща образует здесь крупную антиклиналь, местами осложненную вторичными складками и разломами.

СЕВЕРО-ЗАПАДНАЯ ЧАСТЬ

5. Первые две зоны Черногории сливаются в Герцеговине в единый фациальный и тектонический комплекс Герцеговинско-Прибрежной зоны. Ее ширина от прибрежных островов по направлению в горы Преня, в Герцеговине равна не более 100 км. В пределах этой зоны распространены мезозойские формации², эоценовые известняки и флиш. Система мелких складок и чешуй придает всей зоне особый тектонический стиль.

6. На Герцеговинско-Прибрежную зону надвинута зона горы Преня, сложенная главным образом юрскими известняками. Она охватывает

¹ Вопрос о механизме образования этого покрова подробно не рассмотрен. По моему мнению (Чирич, 1961), это типичный пример гравитационного скольжения с приподнятого лимского палеозоя.

² Наряду с верхнемеловыми известняками, занимающими наибольшее пространство, на островах и на побережье установлены нижний мел и верхняя юра (Радонич, 1958—1960); здесь, несомненно, будут обнаружены также формации более древнего мезозоя, так как на островах распространены порфириты — характерные породы среднего триаса.

горы Вран, Преня, Црвань и Баба. Для нее характерны частые крупные флексуры с погружающимися северо-восточными крыльями.

7. К северу от Преня протягиваются Боснийские сланцеватые горы. В структурном отношении они представляют собой настоящий горст-антиклинорий, ограниченный двумя крупными разломами, известными еще со времени исследований Ф. Катцера (1924). Это разломы села Бусовача на юго-западе и села Волевача на северо-востоке. Последний, между прочим, является единственным крупным разломом между Внешними и Внутренними Динаридами, вдоль которого опущен большой молассовый Зеничко-Сараевский бассейн.

8. Горы Велебит и Плешивица являются в сущности антиклиналями, соединяющимися на юге, а на севере погружающимися. Вместе с лежащей между ними синклиналью Крбавы они образуют особую крупную складчатую структуру, осложненную многими небольшими, простирающимися в различных направлениях и более мелкими складками; только северо-западное крыло Велебитской антиклинали вдоль разлома надвинуто на эоцен побережья.

9. Грмеч, 10. Майданские Горы и 11. Петрова Гора представляют собой три более крупные кулисообразно расположенные чешуи, нижний мезозой которых налегает на известняки верхнего мела.

12. Наконец, в области между городами Нови и Горица, находящейся северо-западнее Велебита, простирается надвиг горы Пивки. Вдоль этого надвига на протяжении 5—6 км верхнемеловые известняки надвинуты на верхнеэоценовый флиш Карста (Краса) и р. Випавы. Плоскость надвига почти горизонтальна. Небольшими тектоническими окнами являются крупные воронки, на дне которых среди известняков обнажается флиш.

На запад от этого наиболее выдающегося покрова, на севере Внешних Динарид, в области Истрии, бросается в глаза опрокинутая на юго-запад синклиналь города Лабина. На некоторых схемах¹ северо-восточное крыло этой структуры показано как надвиг «паравтохтона» на «автохтон», фронт которого якобы проходит через Истрию и Триест до Лабина и далее через Адриатическое море до широты города Улциня. Эта опрокинутая синклиналь исследована, однако, довольно детально горными работами в Истрийских угольных рудниках.

Еще далее на запад можно выделить моноклираль Ровиня (городок Ровинь), которую принимают за часть крупной антиклинали, западное крыло которой покрыто водами Адриатики.

В Словении на север от Истрии прослеживаются небольшие структурные формы, простирающиеся которых по мере приближения к Альпам становится все более близким к ЗСЗ — ВЮВ и широтному.

Внутренние Динариды

Во Внутренних Динаридах нет столь крупных тектонических структур, которые без перерыва зонально простирались бы на 100 и более километров. Здесь можно выделить несколько областей с определенными тектоническими стилями.

На юге Внутренних Динарид хорошо вырисовываются три следующие зоны: Вардарская, Пелагоническая и Дринская.

1. Вардарская зона простирается между Сербско-Македонским массивом на востоке и Пелагоническим на западе. В структурном отношении она отчетливо выражена на севере до г. Скопле, а фациально не отличается от остальных участков эггеосинклинали. И с запада, и с востока она ограничена глубинными разломами, частично закрытыми третичными молассами или эруптивами. В этой зоне палеозойские и мезозойские отложения собраны в сжатые изоклиналильные складки, круто падающие:

¹ К. Петкович (1932) и Международная тектоническая карта Европы.

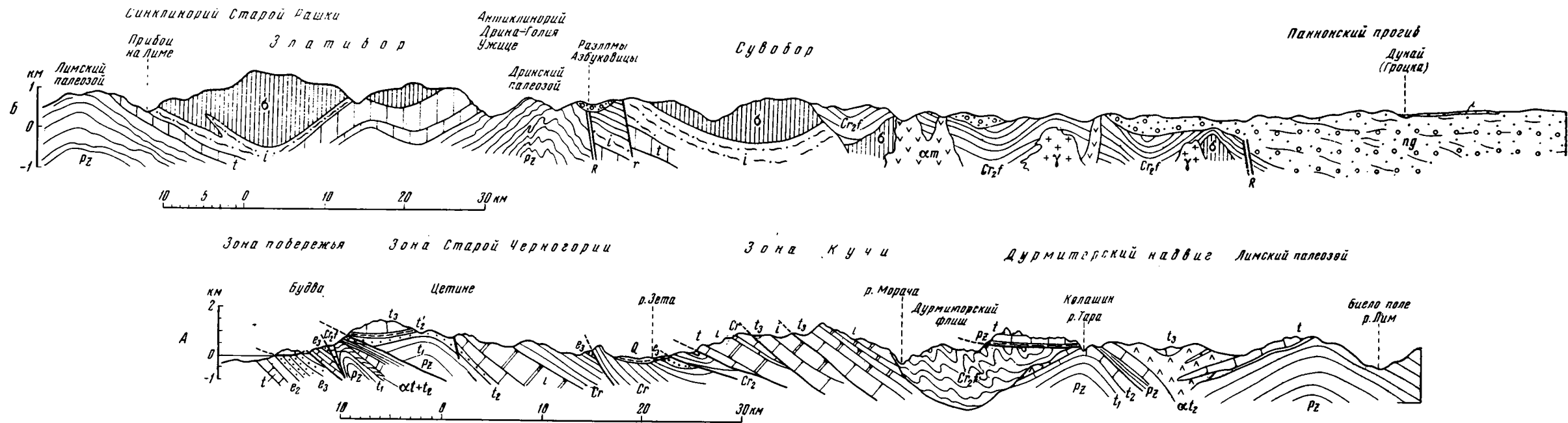


Рис. 3. Профили через различные зоны Динариды

Профиль А: Pz — палеозойские сланцы с линзами известняков и песчаников; t — триас, главным образом средний и верхний; t₁ — верфенские слои; t₂ — среднетриасовый флиш; αt₁ — порфириды; t — порфириново-яшмовая формация; t₂ — известняки и доломиты верхнего триаса; i — юрские известняки и доломиты; Cr — меловые карбонатные осадки; Cr₂ — известняки верхнего мела; Cr₂ — флиш верхнего мела; e₂ — альвеолиновые и нуммулитовые известняки среднего эоцена; e₃ — верхнеэоценовый флиш; Q — четвертичные отложения; R — разломы.

Профиль Б. То же самое, что и на профиле А, кроме: i — диабазово-яшмовая формация; σ — серпентиниты; αt — дацит-андезиты миоцена; γ — молодые грано-диориты; ng — неогеновые молассы; l — лёсс

но направлению к запад — юго-западу. Они разорваны продольными сдвигами и образуют систему мелких чешуй.

2. Пелагоническая зона является древним кристаллическим ядром, расположенным западнее Вардарской зоны и погружающимся на север. На западе на кристаллических породах согласно залегают палеозойские и мезозойские формации; с этой стороны кристаллического ядра нет столь крупного глубинного разлома, как со стороны Вардарской зоны, вследствие чего западная граница Пелагонической зоны недостаточно ясная. Тем не менее трудно согласиться с представлениями М. Арсовского (1960) о Пелагонической зоне как о горст-антиклинории¹.

3. Западнее Пелагонической протягивается Дринская зона, соответствующую границу которой я провожу там, где начинается верхний палеозой и мезозой, т. е. на линии Преспанское озеро — Маврово. Наибольшая часть этой зоны принадлежит Албании. В фациальном отношении она похожа на Вардарскую зону, с которой (после погружения Пелагонического кристаллического ядра) сливается севернее горы Шар-Планина. Структуры Дринской зоны более простые, чем структуры Вардарской. Несколько нормальных складок, местами разорванных продольными сдвигами, на севере отклоняется к северо-востоку, согласно простиранию окраины Пелагонического ядра. Среди них наиболее известны синклиналь, которую образуют палеозойские и мезозойские отложения вдоль западной окраины Пелагонической зоны, антиклиналь р. Дрина, сформированная из тех же отложений, и неглубокая синклиналь, сложенная породами диабазово-яшмовой формации, серпентинитами и верхнемеловыми осадками, которые дугообразно изгибаются между горой Паштриком и Мл. Дейсом.

На северо-западе от этой синклинали, в ее северо-западном крыле, находится большой массив ультраосновных пород и серпентинита северной Албании. Здесь, особенно в участках, смежных с Внешними Динаридами, распространены структуры, имеющие антидинарское простирание. Это чаще всего разломы, хотя в низовьях р. Дрина встречаются и небольшие надвиги, направленные к северо-западу.

Антидинарские структуры на границе с Прибрежной зоной пересечены динарскими структурами.

На западе Дринская зона граничит с Прибрежной зоной Внешних Динарид. Вдоль этой границы Дринская зона вместе с Старочерногорской надвинута на Прибрежную зону, вследствие чего в чисто тектоническом смысле первые две зоны можно было бы принять за одну.

Все изложенное доказывает, что главные тектонические движения динарского направления моложе антидинарских и что фациальные зоны не всегда совпадают с тектоническими.

Севернее горы Шары Вардарская и Дринская зоны, как было сказано выше, сливаются в одну.

1. От города Печь до города Карловаца на севере, на восток от центрального палеозойского пояса простирается зона Боснии и области Рашки, наибольшую часть которой занимают диабазово-яшмовая формация и большие массивы серпентинитизированных перидотитов. В тектоническом отношении эта зона характеризуется большими синклинориями с автохтонным залеганием в них серпентинитов и последующих отложений.

Палеозойское ядро р. Дрин и горы Голиз, представляющее собой в сущности сложный горст-антиклинорий, отделяет область Боснии и Рашки от весьма похожих на нее областей Западной Сербии, Шумадии и горы Копаоника. Кроме того, эти три области отличаются друг от друга и наличием в них крупных массивов олигоценых дацитов-андезитов,

¹ Во время совместной поездки А. В. Пейве, Н. А. Штрейса и автора по Югославии мы убедились, что на западном склоне Пелагонского массива все-таки существует зона разлома, которую еще надо изучить.

излившихся вдоль молодых трещин, а также молодыми массивами гранодиоритов; вместе с пресноводными молассами эти массивы слабо нарушены и являются постгеосинклинальными образованиями. Эти образования характеризуются и некоторыми типичными для них структурами.

Область горного массива Копаоника, являющаяся непосредственным продолжением Вардарской зоны, состоит из одного антиклинория и одного синклинория, простирающихся с северо — северо-запада на юго — юго-восток. Антиклинорий образуют отложения палеозоя и мезозоя; в его ядре залегает гранодиоритовый массив, а в восточном крыле прослеживается несколько чешуйчатых структур и один небольшой покров серпентинита на верхнемеловом флише (с амплитудой в 4—5 км). Покров сопровождается характерными явлениями — тектоническими окнами и клиппами. Синклинорий образован гольтско-сеноманскими флишевыми (или аспидными) отложениями, сжатыми между упомянутой областью распространения серпентинита и Сербско-Македонским кристаллическим массивом на востоке.

Такой же тектонический стиль наблюдается и северо-западнее Копаоника в Драгачеве и далее в Западной Сербии. Простираения толщ верхнего мела на северных склонах серпентинитового массива Ибар имеют, однако, антидинарское направление, несомненно связанное с формой этого массива.

Вардарское направление (ССЗ—ЮЮВ) формаций и структур характерно также для Шумадии, т. е. до меридиана Белграда. Среди структур выделяются: чешуя диабазов, надвинутая на верхнемеловой комплекс гор Гледичи, а также разломы Грузы и Котленика.

Западнее этих разломов тектонические структуры отклоняются к западу, а в западной Сербии и северной Боснии имеют, несомненно, динарское направление, местами даже широтное. Среди этих структур следует упомянуть крупную зону дислокаций Азбуквицы, вдоль которой приподнят дричский палеозойский комплекс и внедрились дацито-андезитовые массивы, а также пологий антиклинорий р. Ядра, простирающийся в широтном направлении.

Подобное строение характерно и для Северной Словении, где сохранились типичные для Внутренних Динарид молодые олигоценые дацито-андезиты и гранодиориты.

3. К северу от приведенных структур Сербии и Боснии, в долине р. Савы, распространены неогеновые отложения Паратетиса, выстилающие низменность, которая известна под названием Паннонского бассейна. В этом бассейне выступает несколько гор, являющихся преимущественно горстами. На этих горах южнее р. Дравы, в особенности на Фрушке Горе у Нового Сада, обнаружены формации, характерные для Внутренних Динарид (диабазово-яшмовая формация, серпентиниты и дацито-андезиты), вследствие чего я отношу их к Динаридам, несмотря на то, что их структуры простираются с востока на запад.

V. ОРОГЕНЕЗ И ТЕКТОГЕНЕЗ

Движения, приведшие к образованию нынешней Динарской цепи и ее тектонической структуры, происходили в течение всего мезозоя и кайнозоя.

1. Первые преобразующие структуру движения альпийского цикла происходили во время среднего триаса, в анизийском веке. Б. Милованович (1954) выделил их под названием «черногорской фазы». Особенно отчетливо она выражена на Черногорском побережье, но известна также в Старой Черногории и на горе Свилан. С этими движениями связано образование уже упомянутого выше среднетриасового флиша, который, кстати сказать, является единственным видимым отражением этой орогенической фазы.

Появление бокситов в области Лика (Хорватия) М. Херак (1960) объяснил карнийскими орогеническими движениями. Однако подстилающие и покрывающие боксит породы залегают согласно, вследствие чего более вероятно предположение о том, что их образованию предшествовали эпйрогенические движения. Те же особенности характеризуют остальные горизонты с бокситами в Динаридах.

2. Во время средней и верхней юры Внутренние Динариды были пощрищем весьма интенсивной магматической и орогенической деятельности, обусловившей образование диабазово-яшмовой формации, обладающей всеми характерными чертами флиша, правда, несколько более сложного состава вследствие наличия магматических пород.

В это время в сущности произошла первая подлинная орогеническая фаза Динарид в альпийском цикле, так как она обусловила образование гор: на складчатых отложениях (с верхнеюрскими слоями включительно) с отчетливым несогласием залегают различные подразделения меловой системы. Во многих серпентинитовых массивах этот период поднятий отмечен латеритизацией, давшей материал для оолитовых железных руд, находящихся в базальных конгломератах верхнего мела.

Нам не известны тектонические формы, которые возникли в течение этой фазы. В некоторых областях (Северная Албания, Южная Черногория) к ним, по-видимому, принадлежат главным образом нормальные складки, уже тогда характеризовавшиеся простираем с северо-востока на юго-запад. Это направление имеют синклинальные борозды на о-ве Паштрике, образованные верхнемеловыми отложениями (начиная с сеномана), как и многочисленные, но небольшие складки в триасовых слоистых известняках и яшмах Черногорского побережья, сохранившиеся наряду с более молодыми структурами динарского направления.

3. Следующие орогенические движения происходили во время альб-сеномана; они обусловили образование мощной флишевой формации. Следует подчеркнуть, что эти движения охватили внутренние участки Динарид. Весьма вероятно, что они были очень сильными. Для выяснения этого вопроса предприняты детальные исследования.

4. Движения конца мела распространились на многие области Динарид и местами на сам Сербско-Македонский массив. Маастрихтско-датский флиш самый выразительный, самый мощный и свидетельствует о силе орогенических осцилляций.

Не исключена возможность, что с этой ларамийской фазой связаны также главные тектонические движения во Внутренних Динаридах, образование соответствующих структур, которые за неимением доказательств все еще связывают со следующей пиринейской фазой.

Во Внешних Динаридах образовались нормальные складки, и, кроме некоторых синклинальных зон, здесь произошли поднятия и возникла суша.

5. Главные тектонические движения во Внутренних Динаридах были после образования маастрихтско-датского флиша, до верхнего эоцена во время, соответствующее пиринейской фазе. Тогда возникли разнообразные складки и небольшие чешуи и как исключение небольшие надвиги с амплитудой в несколько километров. На дислоцированном таким путем маастрихтско-датском флише трансгрессивно и несогласно залегают моласса верхнего эоцена.

6. Главные же тектогенетические движения во Внешних Динаридах происходили между верхним эоценом и нижним олигоценом, т. е. в гельветскую фазу, по Л. Коберу. С этими движениями связано образование значительных размеров надвигов, часто перекрывающих верхнеэоценовый флиш (Пивка, окрестности Титограда).

Это — последняя и наиболее важная фаза, с которой были связаны горизонтальные перемещения масс. Все остальные движения, начиная с верхнего олигоцена, выражались в вертикальных нарушениях. Так, на

севере опускается крупная Паннонская депрессия, образовывается ров р. Великой Моравы и другие заливы Паратетиса, отдельные горсты и озерные бассейны в пределах самих горных цепей (их отложения также имеют характер моласс).

Вертикальные нарушения во время неогена равным образом имеют большое значение для орографии континентальной части Динарид. Только во время верхнего миоцена некоторые бассейны были опущены на глубину в 1000 м (Яран-До), в то время как другие, находящиеся рядом участки подняты более чем на 1000 м (Копанник).

В связи с крупными разломами этого времени развивается и сильный вулканизм дацито-андезитового и базальтоидного типа, являющийся характерной чертой Внутренних Динарид.

Все еще очень трудно под неогеновым чехлом выделить и точно разграничить отдельные геотектонические единицы. Начиная с 1958 г., я неоднократно излагал причины, в силу которых области южнее линии Иванщица — Фрушка Гора следует считать погруженными частями Внутренних Динарид. Севернее этой линии от горы Мечек и далее нужно ожидать распространение структур, принадлежащих исключительно Восточным Альпам.

VI. ВЛИЯНИЕ МАГМАТИЧЕСКИХ МАССИВОВ НА ТЕКТОГЕНЕЗ

Различия в структурах эвгеосинклинальных и миогеосинклинальных областей очевидны: во Внутренних Динаридах Югославии отсутствуют покровы, которые простирались бы на 100 и более километров и имели бы амплитуду свыше 10 км, подобно Дурмиторскому и другим покровам Внешних Динарид.

Этот преимущественно автохтонный стиль тектонических структур Внутренних Динарид обусловлен, по моему мнению, наличием крупных магматических массивов, в первую очередь перидотитов-серпентинитов. Крупными массивами я считаю такие, поверхность которых достигает 1000 и более квадратных километров, а мощность свыше 1000 м. Более мелкие массивы ведут себя совсем по-иному; они испытали различные тектонические смещения, образуя структуры от покровов до диапиров.

Крупные серпентинитовые массивы — Конюх (Босния), Златибор-Ибарский массив — лежат согласно на верхнетриасовых известняках или даже на низах диабазово-яшмовой формации. Основание серпентинитов, как правило, составляют зернистые габброидные породы с компонентами, ориентированными параллельно поверхности основания. Мощность этих пород, часто называемых амфиболитами, достигает 30 м. Она постепенно незаметно переходит в серпентинит; к низу ее текстура становится все более сланцеватой.

Такое положение серпентинитов некоторые исследователи рассматривали как тектоническое. По Л. Ксберу (1952), например, массив Златибора является фронтом покрова, корень которого находится в 70 км отсюда в долине р. Западной Моравы.

На серпентинитовых массивах трансгрессивно и несогласно залегают отложения верхнего мела. Эти отложения содержат (в низах) железистые конгломераты с гальками серпентинита и оолитовой железной руды, являющиеся следствием разрушения и разложения серпентинитов. Верхнемеловые отложения весьма полого падают к центру бассейна, в котором осаждались, а в верхах серии залегают совсем горизонтально. Тектонические движения, следовательно, на них не повлияли.

Тектонические движения, обусловившие горизонтальные перемещения масс в Динаридах, происходили по общепринятым и проверенным воззрениям после верхнего мела. Спокойное залегание верхнемеловых отложений на серпентинитовых массивах должно объяснять автохтонностью самих массивов, т. е. их тектонической устойчивостью. Они не

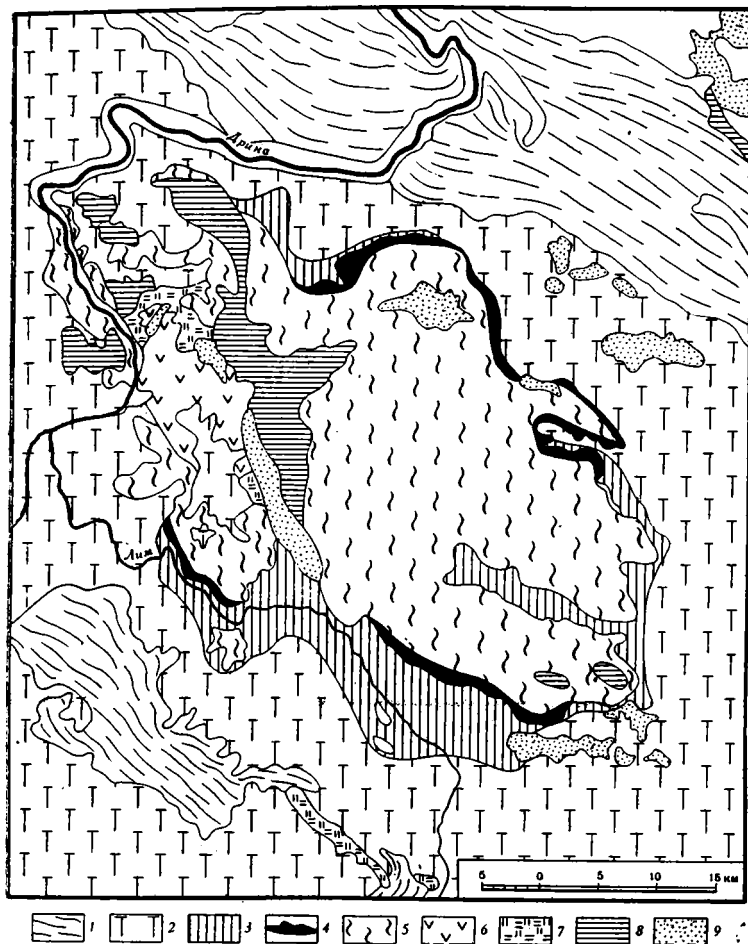


Рис. 4. Геологическая карта массива Златибор

1 — палеозой, сланцы; 2 — триас, известняки; 3 — диабазово-яшмовая формация; 4 — «амфиболиты», слоистовидные зернистые ультраосновные породы; 5 — серпентиниты; 6 — габбро; 7 — диабазы и диабаз-порфириды; 8 — трансгрессивный верхний мел; 9 — пресноводный миоцен

двигались с того времени, когда заняли современное положение, защищая таким образом от перемещений и окаймляющие их формации¹.

Единственная тектонизация, охватившая серпентинитовые массивы типа Златиборского, произошла до верхнего мела и выразилась только в нормальных разломах. Некоторые из них способствовали возникновению небольших грабен-синклиналей (например, в западной части Златибора), в которых накапливались верхнемеловые образования (рис. 4).

VII. МИГРАЦИЯ ОРОГЕНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ

Существование различных по времени и месту образования отложений флиша и моласс позволяет дополнить мнение Ж. Обуэна о миграции орогенных движений и геосинклинальных систем.

¹ Подобную роль в тектогенезе отдельных складчатых областей играют и другие магматические массивы, например, граниты и гранито-гнейсы во Французских Альпах: Большой гельветский покров прослеживается на юге лишь до кристаллического массива Беладонна-Пелву, где он и теряется. На самом массиве также залегают мезозойские отложения (лейасовые аргиллиты). Они собраны в нормальную синклиналь, но не испытали никаких горизонтальных перемещений, и на них не надвинуты гранито-гнейсы; наоборот, кристаллический массив сохранил свое автохтонное положение.

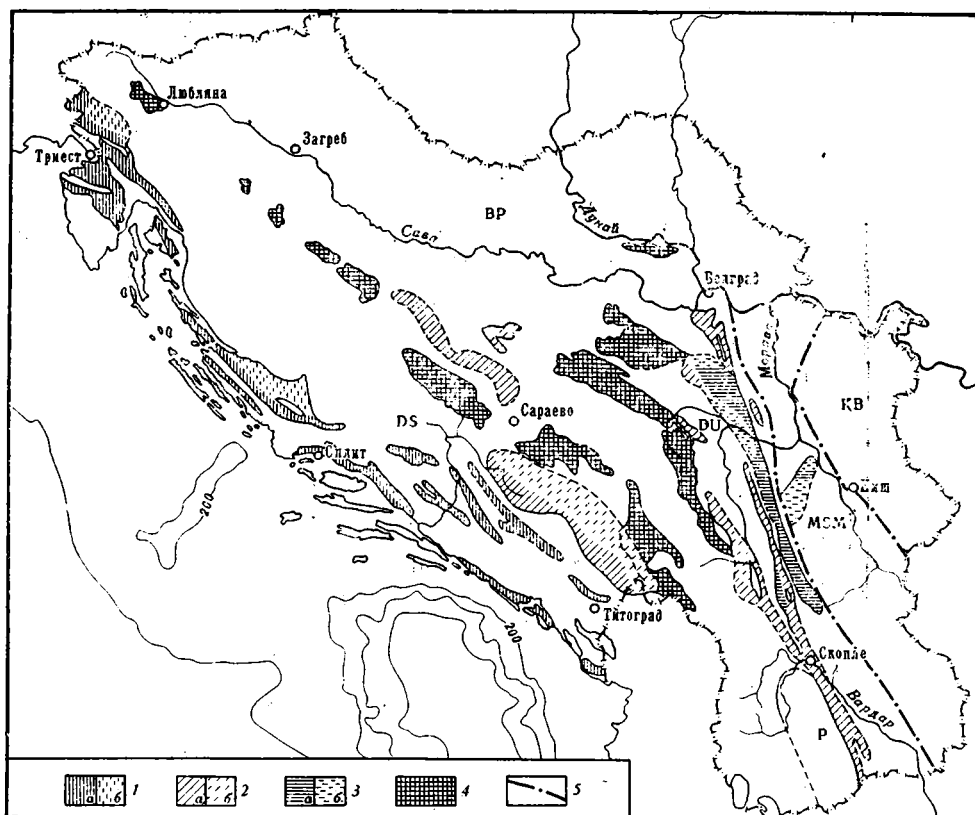


Рис. 5. Области распространения флиша в югославских Динаридах

1 — среднетриасовый флиш; 2 — диабазово-яшмовая формация; 3 — сеноманско-нижнесенонский флиш; 4 — древние ядра; 5 — зоны смежных глубинных разломов между Динаридами и Сербско-Македонским массивом. DS — Внешние Динариды; DU — Внутренние Динариды; BP — Паннонский бассейн; MSM — Сербско-Македонский массив; KB — Карпато-Балканы; P — Пелагонийский массив

На рис. 5 и 6 показаны те участки Динарид, на которых развиты различные флишевые зоны. Из их местоположения следует, что орогеническая деятельность передвигалась не только от внутренних к внешним геосинклинальным областям, как это заключает Ж. Обуэн, исследовав территорию Греции; эта деятельность в Динаридах началась во внешних зонах (аназийский флиш — старочерногорская фаза); в средней и верхней юре она охватывает все Внутренние Динариды до Сербско-Македонского массива (диабазово-яшмовая формация — киммирийская фаза), во время гольта-сеномана она передвигается в самые краевые участки Динарид, смежные с Сербско-Македонским массивом, охватывая местами и собственно метаморфические образования, в которых гольт-сеноманский флиш сохранился в грабенах (австрийская фаза).

Начиная с гольта-сеномана орогеническая деятельность перемещается к внешним зонам (в понимании Обуэна). Маастрихтско-датские движения (ларамийская фаза) привели к образованию флишевых трогов от Сербско-Македонского массива и Внутренних Динарид на востоке до середины Внешних Динарид (Дурмиторский флиш) на западе, а местами даже в крайних периферических районах (Черногорское побережье); верхнеэоценовые движения (пиренейская фаза) охватывают только внешние участки миогеосинклинали на запад от Дурмиторской зоны, оставляя за собой флишевые отложения в многочисленных бороздах.

Орогенические движения, следовательно, не являлись односторонне направленной волной, пересекающей геосинклиналь, а захватывают всю

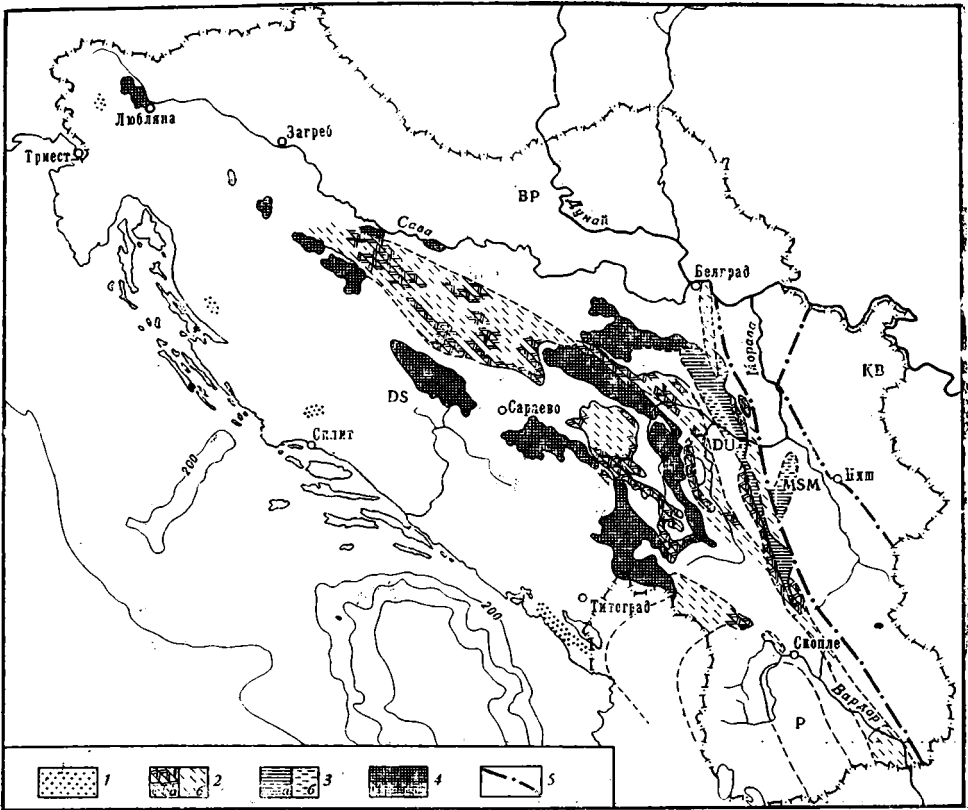


Рис. 6. Области распространения флиша в Югославских Динаридах.
 1 — сеноманско-нижнесенонский флиш; 2 — маастрихто-датский флиш; 3 — верхнеэоценовый флиш;
 а) обнаруженный и б) закрытый. Остальные обозначения как на рис. 5

гессинклиналь, распространяясь из внешних зон, как бы отталкиваясь от межгорного массива и возвращаясь к исходным пунктам.

Картину орогенной миграции, однако, дополняет распределение разновозрастных моласс (рис. 7). В общем их образование начинается раньше во Внутренних Динаридах (верхний эоцен), чем во Внешних (олигоцен). Но верхнеэоценовые молассы встречаются только на юге Внутренних Динарид, в Вардарской и Дринской зонах, затем в Северной Боснии; между этими областями, так же как и северо-западнее Боснии, их нет; вертикальная дифференциация и образование молассовых впадин начинаются позже — в олигоцене (Скопская Черная Гора) и в различные временные отрезки миоцена (Копанник и Западная Сербия, затем Словения). Волнообразная миграция движений, стало быть, происходит не только поперек геосинклинали, но и вдоль нее.

VIII. НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ ЗАМЕЧАНИЯ

Вышеизложенное позволяет сделать некоторые общие выводы о геологическом строении Динарид.

1. Характер динарской геосинклинали. Внешние Динариды являются примером геосинклинальной области, дно которой погружается с такой же быстротой, как и выполнение бассейна отложениями. Равновесие между накоплением осадков и скоростью прогибания сохраняется в течение всего альпийского цикла. Отложения неизменно были мелководными с частыми прослоями локально развитых толщ континен-

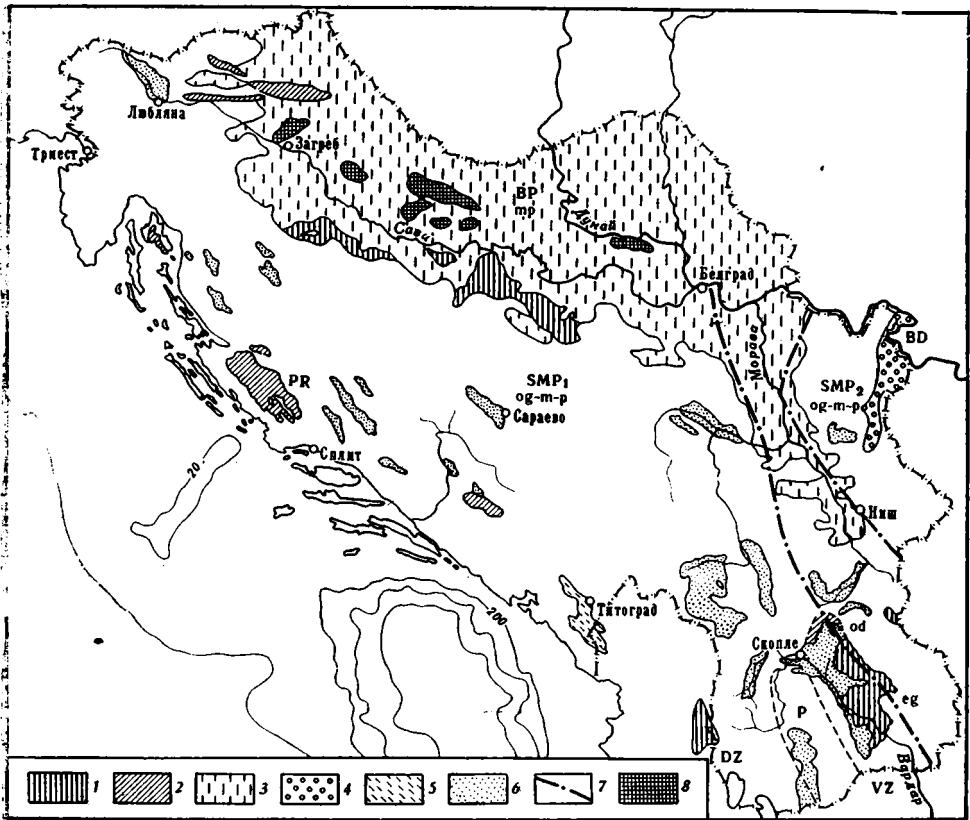


Рис. 7. Области распределения моласс в югославских Динаридах

1 — верхнеэоценовые молассы (eg); 2 — Нижнеолигоценовые молассы (od); 3 — олигоценовые молассы Далмации (слон Пролина PR), внешняя впадина Динарид; 4 — интраорогеновые молассовые бассейны: SMP₁ — динарские, SMP₂ — Карпато-Балканские, главным образом пресноводный неоген; 5 — Паннонский бассейн, по отношению к Динаридам внутренняя молассовая впадина (BP); 6 — Дакийский бассейн (BD) — внешняя (предгорная) впадина Карпат (неоген). DZ — Дринская зона; P — Пелагонийский массив; VZ — Вардарская зона

тальных и лагунных образований (боксит, уголь, гипс); в среднем их мощность более 5000 м. Если же принять во внимание максимальные мощности, то эту величину следует почти утроить. Нередко прогибание (углубление) было резким и кратковременным, особенно у флишевых бассейнов (Дурмиторский флиш около 2000 м). Такой характер отложений и отсутствие ультраосновного магматизма позволяют отнести Внешние Динариды к типичным миогеосинклиналям в понимании Г. Штилле (1942), М. Кея (1945) и Ж. Обуэна (1959).

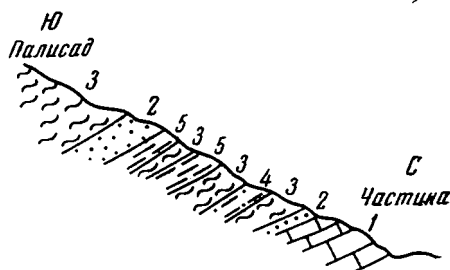
Внутренние Динариды характеризуются значительно более разнообразным развитием. Они были подразделены на большое число неодинаковых бассейнов. Вообще орогенические движения проявлялись здесь много чаще, а осцилляции дна были весьма сильными. Для наиболее глубоких участков юрского времени характерен сильный ультраосновной магматизм. Такое строение Внутренних Динарид свидетельствует о том, что они являются типичной эвгеосинклиналью. Даже в кайнозое в этих областях действовал весьма оживленный магматизм переходного (интермедиярного) типа. Весьма вероятно, что подобное расчленение на Внешние и Внутренние Динариды было характерно и для циклов, предшествовавших альпийскому.

2. Виды залегания серпентинитов. Перед исследователями Динарид встает еще один очень важный вопрос: являются ли массивы серпентинитов распространяющимися на глубину интрузиями или они представляют собой излияния лав, занявших современное положение.

Ж. Г. Брюнн и Ж. Обуэн считают серпентиниты Греции результатом излияния лав, связанных с разломами, протягивающимися около Пелагонского массива. Крупнейшие массивы Югославии находятся, однако, далеко от древних ядер, внутри эвгеосинклинальной борозды, так что подобные подводные каналы по своему местоположению, несомненно, соответствуют срединным участкам геосинклинали.

Рис. 8. Субстрат Златиборского серпентинитового массива (Палисад)

1 — верхнетриасовые известняки у г. Частина; 2 — амфиболиты; 3 — серпентиниты; 4 — диабазово-яшмовая формация; 5 — сланцы диабазово-яшмовой формации



В последнее время среди югославских геологов — и не только среди них — установилось мнение, что интрузии представляют собой единственную форму проявления первичной магмы серпентинитов. Но геологическое положение (рис. 8, 9) крупных серпентинитовых массивов прежде всего свидетельствует в пользу концепции Ж. Брюнна и Ж. Обуэна. Эта

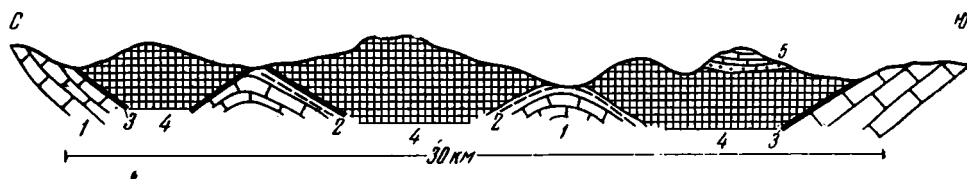


Рис. 9. Разрез восточной части Златибора

1 — триас; 2 — диабазово-яшмовая формация; 3 — амфиболиты; 4 — серпентиниты; 5 — верхний мел

концепция на примере серпентинитов Динарид была выдвинута еще И. Жуевичем (1893), основателем сербской геологии.

Отношения серпентинитовых массивов к их субстрату и кровле ничем не напоминают внедрения интрузий. Согласно перекрытие серпентинитом разновозрастных пород могло произойти только путем излияния лав, причем так называемые «амфиболиты», находящиеся в низах массивов, являются первыми остывшими частями магмы, излившимися наружу.

Тем не менее, очень редко, в отдельных случаях, интрузивный контакт серпентинитов с вмещающими породами выражен достаточно отчетливо. Так, например, в долине реки Ешаничкой на северных склонах Копаоника серпентиниты прорывают палеозойские сланцы.

3. Положение Сербско-Македонского массива. Сербско-Македонский кристаллический массив отделяет Динарскую геосинклинальную систему от Карпато-Балканской. В ходе тектонических движений он представлял собой барьер — межгорный массив — *Zwischengebirge*, по Л. Кoberу. Этим объясняется то обстоятельство, что движения, проявлявшиеся в одной геосинклинальной системе, не отражались в другой, расположенной с противоположной стороны межгорного массива.

Границами межгорного массива являются зоны глубинных разломов. Вдоль них под влиянием горизонтальных давлений кристаллические сланцы массива местами надвинуты с одной стороны на геосинклинальные формации Динарид, а с другой — на геосинклинальные отложения Карпато-Балкан. Устойчивость междугорья ослаблена дополнительными разломами, часто возникавшими в ходе альпийского цикла. Разламыва-

ние особенно усилилось с верхнего мела; оно сопровождалось возрастающим погружением этого барьера и образованием сперва верхнemelовых флишевых рвов (на севере также образованием широких связей между Динарской и Карпато-Балканской системами), а также более молодых, т. е. неогеновых горстов и грабенов, заполненных молассами мощностью до 1000 м.

4. Паннонский бассейн. Эта гигантская молассовая впадина, находящаяся на севере Югославии, чаще всего рассматривается как погруженное междугорье, т. е. как часть Сербско-Македонского массива (Л. Кобер, К. Петкович). Горы, выступающие среди неогеновых осадков в виде островов, многочисленные глубокие скважины и геофизические данные несомненно доказывают, что здесь неогеном перекрыты погруженные части Динарид и собственно Альпид, и только в незначительной мере северные отроги Сербско-Македонского междугорья.

Литература

- Арсовски М. Некои особености на Централни оддел на Пелагоноки хорст-антиклиноријум и неговниот однос со Вардарска зона (македонск., нем. резјуме), Трудови на геол. завод, св. 7, Скопле, 1960.
- Aubouin J. Essai sur l'évolution paléogéographique et le développement tecto-orogénique d'un système géosynclinal: le secteur grec des Dinarides (Hellenides). Bull. Soc. géol. France (6), t. VIII, p. 731—749, Paris, 1958.
- Aubouin J. A propos d'un centenaire des aventures de la notion de géosynclinal. Rev. géogr. phys. et Géol. dyn., 2-e ser., v. II, p. 135—188, Paris, 1959.
- Aubouin J. Sur la géologie de la zone littorale du Monténégro: les bouches de Kotor.—Bull. Soc. géol. France (7), t. I, p. 833—840, Paris, 1959.
- Aubouin J. Place des Hellénides parmi les édifices structuraux de la Méditerranée orientale (2-e Thèse). Annales géol. des Pays Helléniques, t. X, Athènes, 1959.
- Бешић З. Геолошка структура северне Црне Горе (сербскиј с русским и франц. резјуме). Гласник Прир. музеја Српске земље, А-1, стр. 99—110, Београд, 1948.
- Бешић З. Неки нови погледи и схватана у геотектоници Динарида (сербскиј и францускиј). Гласник Прир. музеја Српске земље, А-4, стр. 1—22, Београд, 1952.
- Вешић З. Das Problem der Fazienvertretung in den Dinariden Jugoslaviens. C. R. XIX Congr. géol. intern., Sect. XIII, Alger, 1954.
- Вешић З. Положај антиклинале Војника и Прекорнице у геотектонској структури Црне Горе (немеско резјуме). Весник Завода геол. и геодиз. истраживања, књ. XII, Београд, 1956.
- Bourcart J. Observations nouvelles sur la tectonique de l'Albanie moyenne. Bull. Soc. géol. France (4), t. XXV, p. 391—428, Paris, 1925.
- Bourcart J. Nouvelles observations sur la structure des Dinarides adriatiques. C. R. XIV Congrès géol. intern. Madrid, 1926.
- Brunn J.-H. Contribution à l'étude géologiques du Pinde septentrional et d'une partie de la Macédoine occidentale. Annales géol. Pays helléniques, t. VII, Athenes, 1956.
- Brunn J.-H. Zone du Vardar et zone pélagonienne en Grèce—C. R. somm. Soc. géol. France. Paris, 1959.
- Brunn J.-H. Les zones helléniques internes et leur extension.—Bull. Soc. géol. France (7), t. II, p. 470—486, Paris, 1960.
- Свијић Ј. Die dinarisch-allanesische Scharung. Sitzungsber. Akad. Wiss. math.-nat. Kl., B. II, Wien, 1901.
- Свијић Ј. Die Tektonik der Balkanhalbinsel. C. R. XI Congr. géol. intern., Wien, 1903.
- Цвијић Ј. Геоморфологија, кн. I, Београд, 1924.
- Ђирић Б. Кредна фауна из околине Титовог Велеса (с францускиј резјуме). Гласник Прир. музеја Српске земље, А-5, Београд, 1952.
- Ђирић Б. Прилог решену проблема «Северне прелазне зоне» (нем. резјуме). Весник, кн. X, Београд, 1953.
- Ђирић Б. Нека запажана о дијабаз-ројначкој формацији Динарида (нем. резјуме). Весник, кн. XI, Београд, 1954.
- Ђирић Б. Геологија Драгачева (с нем. резјуме). Гласник Прир. музеја, А-9, Београд, 1956.
- Ђирић Б. и Мојспловић С. Геологија сливног подручја р. Мораче (нем. резјуме). Весник, кн. XV, Београд, 1958.
- Cirić B. et Karamata S. Le développement du magmatisme dans les Dinarides yougoslaves au Mésozoïque et au Cénozoïque. Bull. Soc. géol. France (7), t. II, Paris, 1960.
- Cirić B. Le développement des Dinarides yougoslaves pendant le cycle alpin. Livre à la mémoire du Prof. P. Fallot, t. II, p. 565—582, Paris, 1963.

- Cirić B. und von Gaertner A.-R. Zur Frage der varistischen Faltung in Jugoslawien. Jahrbuch der Bundesanstalt f. Bodenforschung, B. 83, Hannover, 1962 (то же на сербском: Весник. кн. XX, Београд).
- Herak M. Geolojka osnova nekih hidrolojkih pojava u dinarskom kršu (нем. резюме). II Kongres geol. Jugoslavije, Sarajevo, 1957.
- Herak M. Geologija karsnog polja Gračac u Liki (нем. резюме) Geolojki vjesnik, t. XIII, Zagreb, 1960.
- Karamata S. Petrološke karakteristike alpiskog inicijalnog magmatizma u Dinaridima (сербский, нем. перевод). Simposium o problemima alpiskog inicijalnog magmatizma, Ildza-Vareš, 1960.
- Kätzer F. Die fossilen Kohlen Bosniens und der Herzegovina. Sarajevo, 1921.
- Kätzer F. Geologie Bosniens und der Herzegovina, Sarajevo, 1925.
- Kober L. Alpen und Dinariden. Geol. Rundschau, B. V, Stuttgart, 1914.
- Kober L. Die Grossgliederung der Dinariden. Zentralblatt für Mineralogie, Stuttgart, 1929.
- Kober L. Tektonische Geologie. Berlin, 1942.
- Kober L. Leitlinien der Tektonik Jugoslawiens (нем., серб. резюме). Serb. Akad. Wiss., Sonderausgabe, B. CLXXXIX, Belgrad, 1952.
- Koch F. Geotektonische Beobachtungen im alpinodinarischen Grenzgebiet. Recueil travaux ottertü á J. Cvijić, Belgrade, 1924.
- Kossmat F. Geologie der Zentrale Balkanhalbinsel. Die Kriegsschauplätze, H. 12, Berlin, 1924.
- Kossmat F. Bemerkungen zur Entwicklung des Dinariden-problems. Geol. Rundschau, XV, Berlin, 1924.
- Kossmat F. Die Beziehung des südosteuropäischen Gebirgsbaues zur Alpentectonik. Geol. Rundschau, XV, Berlin, 1924.
- Kossmat F. Der ophiolitische Magmagürtel in den Kettengebirger des mediterranen Systems. Sitzungs. Preuss. Akad. Wiss., Phys.-math. Kl., B. XXIV, Berlin, 1937.
- Milovanović B. Zur Stratigraphie und Tektonik des Zlatibormassivs.—Mitt. geol. Ges. Wien, 1935.
- Milovanović B. Geološko tektonska skica Jugoslavije. Prilog «Geologiju za zudare», Beograd, 1950.
- Milovanović B. O jednoj trijaskoj orogenoj fazi u Crnogorskom primorju. Vesnik, XI, Beograd, 1954.
- Муратов М. В. Развитие представлений о тектонической структуре юга центральной Европы. В кн. «Памяти А. Н. Мазаровича». М., 1953.
- Moüratov M. Tectonic structures of the Alpine Geosynclinal Area in Eastern Europe and Asia Minor and the History of their Development. Rep. XXI intern. geol. Congr., part. XVIII, Copenhagen, 1960.
- Nорса F. Zur Geologie von Nordalbanien. Jahrb. Geol. R. Anst. B. 55, Wien, 1905.
- Nорса F. Geologische Grundzuge der Dinariden. Geol. Rundschau, B. XII, Leipzig, 1921.
- Nорса F. Geologie und Geographie Nordalbaniens. Budapest, 1928.
- Пејовић Д. Геолошки и тектонски односи терена шире околине Похуте (Западна Србија) с нарочитим обзиром на биостратиграфију горнокредних творевина. Геол. ин-т «Јован Жујовић», Београд, 1957.
- Petković K. Magmatske stene Sastrebačkog planinskog masiva, doba njihove konsolidacije veza magmatskih pokreta sa orogenim fazama i postfazama. I Kongres geologa Jugoslavije, Bled, Ljubljana, 1954 (1956).
- Petkovic K. Neue Erkenntnisse über den Bau der Dinariden. Jahrbuch Geol. Bundesanst., B. 101, H. 1, Wien, 1958.
- Petkovic V. Pregled geološke gradje i geološke istorije Kraljevine Jugoslavije. Prilog uz «Geologija i mineralogiju za srednje škole», Beograd, 1931.
- Pilger A. Magmatismus und Tektonik in den Dinariden Jugoslawiens — Zentralbl. f. Min., Abt. B. Nr. 9, 1940.
- Pilger A. Zur Entstehung der jugoslawischen Decken.— Abh. Preuss. Akad. Wiss. Math.-Nat. Kl. B. 3, 1941.
- Радоичић Р. Прилог познавану донје креде на територији Црне Горе. Геолошки гласник, кн. II, Титоград, 1958.
- Радоичић Р. Микрофације креде и старијет терцијара у сполашним Динаридима Југославије. Посебне публикације. Геол. Завода, Титоград, 1960.
- Rakovec J. Pregled tektonske zgradbe Slovenije. I Kongres geologia Jugoslavije, Bled, 1954.
- Simić V. O facijama mladeg paleozoika v Zapadnoj Srbiji (серб., нем. резюме). Vesnik, VI, Beograd, 1938.
- Simić V. Prilog geologije Crne Gore. Nekoliko Zapazanja u oblasti Kučke Kraljušti (нем. резюме), Vesnik, VIII, Beograd, 1940.
- Suess E. Das Antlitz der Erde, B. III, Wien, 1901.
- Жујовић Ј. Геологија Србије. Београд, 1893—1900.

EVOLUTION OF THE DINARIDES DURING THE ALPINE OROGENY

The Dinarides are a geosynclinal system of an Alpine age trending in a north-north-western direction. They are bordered with the western margin of the Serbian — Macedonian median massif to the east and with the coast-line of the Adriatic Sea to the west. On the north-west the Dinarides are conjugated with east-west Alpine structures along a distinctive zone of faults and tonalite intrusions. Farther to the east this zone is obscured by the blanket of younger sediments of the Pannonia Plane. Albanian structures and Greek Ellinides are a direct southern extension of the Dinarides.

The Dinarides are clearly subdivided into Internal and Outer. The former Dinarides correspond to a eugeosyncline and are conjugated with the Serbian — Macedonian median massif to the east. The latter Dinarides are related to a miogeosyncline. Both Internal and Outer Dinarides fall into several structural-facial zones. In an overwhelming majority of cases each zone is not tracable over the entire extension of the Dinarides orogenic system, the relationships between different zones being different (zones are arranged to each other in echelon, pass from one to the other along the trend, etc.) The Near-Shore, Old Crnagora, Kuchi, Durmitor, Hercegovina — Near-Shore, and other zones are particularly typical of the Outer Dinarides; and Vardar, Pelagonic, and Drin zones of the Internal Dinarides.

The Outer Dinarides are the example of a geosynclinal area whose floor sinking kept pace with the deposition within the basin. Such balance had been preserved during the whole Alpine episode. Sediments were of a shallow-water type, with frequent local interbeds of terrestrial and lagoonal deposits.

The internal Dinarides were subdivided into a great number of dissimilar downwarps. Mafic and ultra-mafic igneous activity was characteristic of deepest of them in Jurassic. Largest pre-Upper Cretaceous serpentinite massifs of the Internal Dinarides bear no resemblance to intrusions. They should be regarded as extrusions of ultra-mafic magmas.

None of orogenic movements, which fall into a number of phase, distributed as a one-sided wave; they involved the entire geosynclinal system instead. These movements were spreading from the Outer Dinarides to Internal Dinarides. They then were returned to the areas of initiation by a sort of pushing off the inter-Jurassic massif. Unlimited distribution of the orogenic movements was barred by Jurassic ultra-mafic masses which served as peculiar buttresses.

Serbian Geological Survey
Yugoslavia

УДК 551.243(234.422.1)

И. И. БЕЛОСТОЦКИЙ

**ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ПОКРОВЫ В БАССЕЙНЕ р. ДЕВОЛА
В ДИНАРИДАХ****ВВЕДЕНИЕ**

В последние годы в советской геологической литературе все чаще стали появляться сведения о тектонических покровах, наблюдающихся в тех или иных районах геосинклинальных складчатых областей (Богданов, 1961; Белоусов, 1956, 1962; Наумов, 1962; Пейве и др., 1964; Борукаев, 1964; Левен, 1964; Руженцев, 1965; Камалетдинов, 1965 и т. д.). Автором этой статьи также были опубликованы такого рода сведения, полученные при изучении Динарид (Белостоцкий, 1963 и др.).

Характерно, что в некоторых случаях убедительные новые данные о существовании шарьяжей или бескорневых тектонических блоков (останцов покровов) приводятся для районов, где вопрос о подобных структурах считался уже окончательно решенным в отрицательном смысле 20—25 лет назад.

Происходящий сейчас пересмотр прежних воззрений по тектонике этих районов связан с более высокой степенью их современной геологической изученности, наличием данных бурения, позволяющих судить о нижних контактах изучаемых геологических тел, с более дробным стратиграфическим расчленением и более полной фаунистической характеристикой толщ, чем это было раньше. Таким образом, речь идет о накоплении новых фактических материалов, со всей очевидностью подтверждающих реальность тектонических покровов. Но доказать, что покровы существуют, далеко еще недостаточно: там, где они доказаны, следует изучать и анализировать их строение, чтобы правильно подойти к объяснению механизма покровообразования.

В настоящей статье изложены некоторые результаты анализа структур, обусловленных шарьяжами, в одном из самых интересных районов их проявления в Динаридах. Этот район, относящийся к средней части бассейна р. Девола, был исследован автором в 1959 и 1960 гг. Общая характеристика тектонических покровов Динарид, в особенности в пределах Албании, приводилась нами в предыдущих работах (Белостоцкий, 1963, 1965).

**ОБЩАЯ ГЕОЛОГО-ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА
И СТРОЕНИЕ ПАКЕТА ПОКРОВОВ**

Чтобы помочь читателю ориентироваться в общей геолого-тектонической обстановке, напомним, что Южные Динариды, к которым относится и данный район, отчетливо делятся на внутренние (эвгеосинклинальные) и внешние (миогеосинклинальные) зоны. Первые отличаются от вторых более ранним началом геосинклинальных процессов, мощными проявлениями домелового офиолитового магматизма и более ранней складчатостью, в связи с чем флишевые и молассовые толщи в них древнее, чем во внешних зонах. Последние практически амагматичны,

и мезозой представлен в них главным образом карбонатными и карбонатно-кремнистыми осадками. Предмеловые и меловые тектонические движения, имевшие существенное значение для внутренних зон; во внешних практически не проявлялись, а движения палеогенового и неогенового времени, несомненно происходившие и там и здесь, особенно отчетливо сказались на структурах внешних зон.

Для всей системы Динарид типична вергентность складчатости от ее внутренних частей к периферии, т. е. с северо-востока на юго-запад. Складчатые структуры здесь часто сопровождаются надвигами и шарьяжами, двигавшимися в ту же сторону. В албанском секторе Южных Динарид отмечается максимальное развитие тектонических покровов на границе внутренних и внешних зон. Расположенная возле этой границы внутренняя зеленокаменная зона Мирдита, или Субпеллагонская (как ее называют в Греции), шарьирована на промежуточную зону Пинда — Краста, обычно расколотую на множество надвиговых чешуй, а иногда в свою очередь шарьированную на окраину следующей, Гавровской зоны, относящейся к Адриатико-Ионической миегеосинклинали области внешних Динарид.

Для серии или пакета тектонических покровов, наблюдающихся в среднем течении р. Девола, характерны: большая амплитуда шарьяжей с перекрытием одних структурно-фациальных зон другими, многослойность покровной структуры и более древний возраст пород в каждой вышележащей чешуе по сравнению с более нижними (рис. 1). В верхней чешуе представлены юрские гипербазиты Мирдиты с сопровождающими их породами: в промежуточной — флиш Пинда — Краста (мел — палеоген); ниже располагается либо автохтон, сложенный породами Гавровской зоны в их нормальной стратиграфической последовательности, либо еще один покров (параавтохтон), представленный флишевой толщей эоцена. Принадлежность этой толщи к той или иной структурно-фациальной зоне не вполне ясна; не исключено, что это верхи пиндского флиша. Там, где присутствует такой параавтохтонный покров, под эоценовым флишем залегает олигоцен Гавровской зоны («флиш Фрашери»), очень сильно дислоцированный, а нередко и сорванный с основания, благодаря чему здесь образуются более мелкие структуры покровного типа (субавтохтон). Участок, в пределах которого отчетливо выражены шарьяжные перекрытия, имеет довольно значительную площадь — приблизительно 500—600 км².

Слагающие верхний покров породы зоны Мирдита — преимущественно гипербазиты, иногда диабазы и радиоляриты, относящиеся к кровле интрузии, а также местами затертые триасовые известняки — настолько характерны по своему облику и парагенезису, что вряд ли нужно приводить специальные доказательства, подтверждающие их принадлежность к этой зоне и их домеловой возраст. Принадлежность к Пиндской зоне пород промежуточной чешуи также не нуждается в особых доказательствах, так как низы флишевой толщи, играющей основную роль в строении чешуи, часто подстилаются здесь очень типичными красными плитчатыми известняками Краста турон-сенонского возраста. В нижележащей параавтохтонной чешуе эоценового флиша часто встречаются прослой нуммулитовых известняков, подтверждающих и возраст самого флиша. В субавтохтонных аргиллитах олигоценного «флиша Фрашери» в пределах района (в эрозионном окне под всеми покровами) встречены окаменелости: *Isastraea affinis* Rss., *Stylophora rhisoides* Rss. и *Astrocoenia laminosa* Arch. Автохтонные толщи северо-западной части района достаточно полно охарактеризованы фауной. Известняки нижнего и среднего эоцена содержат *Nummulites perforatus* Mont., *N. laevigatus* Brug., *N. fabiani* Br., *N. incrassata* Harpe, *Alveolina elongata* Orb., *Operculina complanata* Defr и т. д. В верхнеэоценовом флише найдены *Lepidocyclina dilatata* Mich., *L. tourneri* Lem. et Douv., *Heteroste-*

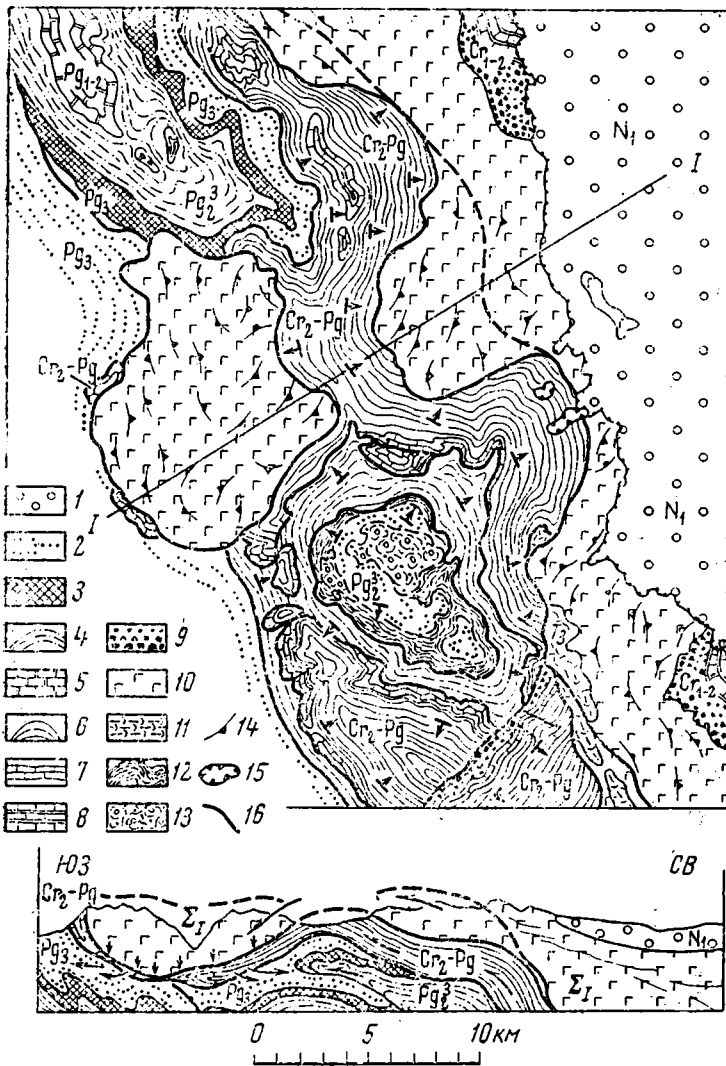


Рис. 1. Структурно-геологическая схема района среднего течения р. Девол

1 — неоген (молассы); 2 — олигоцен (аргиллиты, конгломераты, глинистый флиш); 3 — толща грубообломочных пород на границе эоцена и олигоцена; 4 — эоценовый (на северо-западе района верхнеэоценовый) флиш; 5 — известняки нижнего — среднего эоцена; 6 — флиш Пинда — Краста (верхний мел — палеоген); 7 — известняки Краста (турон — сенон); 8 — верхнемеловые известняки зоны Мирдита (турон — сенон); 9 — терригенная толща (конгломераты, песчаники верхов нижнего (?) и низов верхнего мела; 10 — мезозойские (юрские) гипербазиты; 11 — известняки верхнего триаса; 12 — зона тектонического перемещения отложений олигоцена и эоцена на границе автохтона и параавтохтона; 13 — продукты тектонического перемещения аргиллитов и конгломератов олигоцена (субавтохтон); 14 — элементы протектоники; 15 — клиппы; 16 — тектонические разрывы. I—I — линия геологического разреза. Обозначения к разрезу: полустрелки — направление движения покровов, вертикальные стрелки — гравитационное погружение Девольского массива, горизонтальные стрелки — отжимание пород в стороны

gina, Amphistegina, Rotalia и другие форминиферы. Хорошо палеонтологически обоснован и возраст вышележащего олигоценового флиша.

Одним из главных элементов структуры района служит так называемый Девольский массив гипербазитов, очевидно представляющий собой огромный клипп или «лоскут» покрова, оторванный от зоны Мирдита,

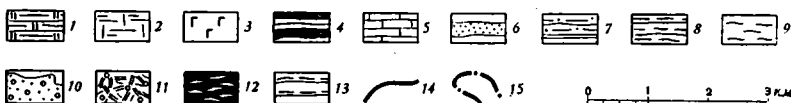
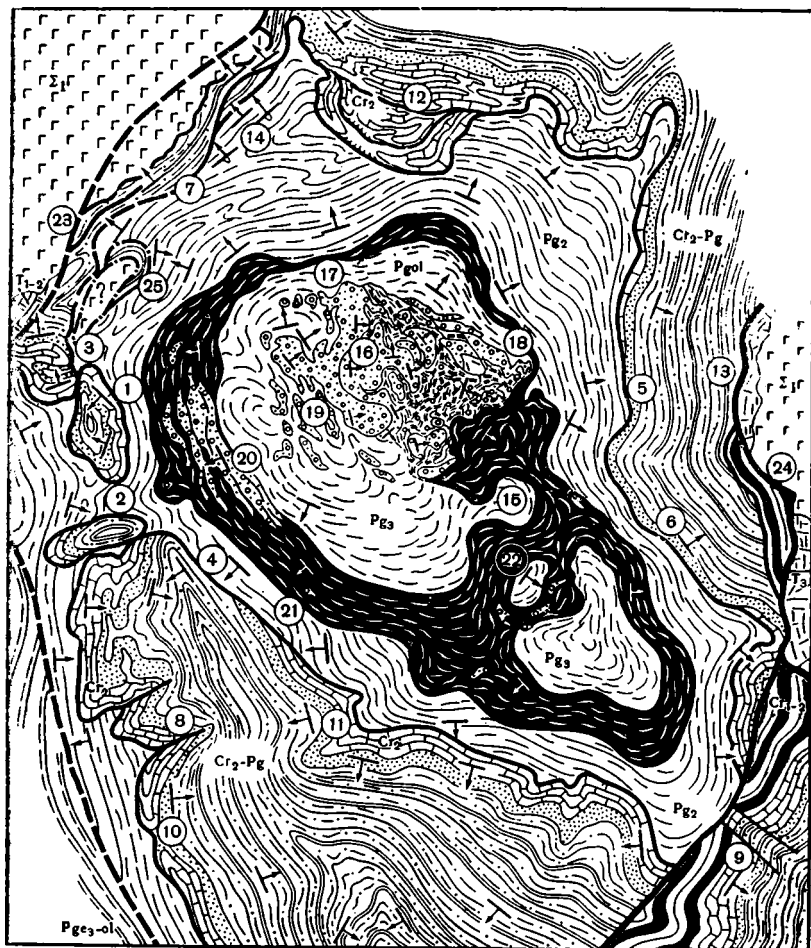


Рис. 2. Схема строения брахiantиклинали Моглица; фрагмент многослойного тектонического покрова

1—3—породы офиолитовой зоны Мирдита (верхний покров): 1—кремнистые и кремнисто-глинистые сланцы и днабазы триаса — юры (?); 2—известняки верхнего триаса; 3—гипербазиты (перидотиты, дуниты и серпентиниты) юрского возраста; 4—7—породы зоны Пинда—Краста (промежуточный покров): 4—губоритмичные терригенные отложения верхних горизонтов нижнего и нижних горизонтов верхнего мела («нижний флиш»); 5—известняки Краста (турон—сеноман); 6—известковистые песчаники в основании вышележащего флиша (переходная пачка); 7—«верхний флиш», датский ярус—палеоген; 8—эоценовый флиш (параавтохтон); 9—13—породы Гавровской зоны (автохтон и субавтохтон); 9—аргиллиты олигоцена; 10—конгломераты олигоцена; 11—тектоническая «смесь» («меланж») олигоценовых аргиллитов и конгломератов; 12—зона тектонического перемещения пород олигоцена (автохтона) и эоцена (параавтохтона); 13—флишевые толщи верхнего эоцена и олигоцена в автохтонном залежании перед фронтом покрова; 14—надвиги и границы покровных чешуй; 15—границы обвалных участков и гравитационные надвиги. Цифры на схеме—номера участков, упоминаемых в тексте

выдвинутый далеко на юго-запад и глубоко вдавленный во флишевые и флишоидные толщи зоны Пинда—Краста и окраинной части Гавровской зоны. Площадь Девольского массива-клиппа превышает 130 км², а глубина врезания долины Девола в его породы более 1,5 км, причем подошва клиппа нигде не обнажена.

Массив-клипп окаймлен выходами промежуточного покрова, сложенного породами зоны Пинда — Краста. Они образуют с его восточной стороны сплошную, а с западной прерывистую оторочку и вместе с гипербазиитами самого массива выдаются приблизительно на 15 км к юго-западу от обычной (надвиговой) границы Пиндской и Гавровской зон, перекрывая окраинные структуры последней.

Севернее массива в пределах Гавровской зоны наблюдается несколько вытянутая брахиантиклинальная складка, круто погружающаяся к юго-востоку, а на ее продолжении юго-восточнее массива существует еще одна, почти изометричная брахиантиклиналь, которая будет подробно описана в этой статье (рис. 2). Массив-клипп находится около седла, между упомянутыми брахиантиклиналями, причем расположен таким образом, будто сползал с него вниз в юго-западном направлении.

С противоположной, северо-восточной стороны на окраине зоны Мирдита наблюдается фестончатый выступ гипербазитов, обращенный выпуклостью к тому же седлу и Девольскому массиву. От последнего он отделен промежутком лишь в 3—4 км. Соединяя мысленно этот выступ с самим массивом, мы можем восстановить вероятную первоначальную форму офиолитового покрова в плане, в виде длинного языка, вытянутого в общей сложности на 20 км к юго-западу. Не исключено, что находившийся на самом конце этого языка Девольский массив, ныне обособленный, продвинулся на несколько километров вперед под действием собственной силы тяжести, причем это могло сопровождаться его отрывом от тыловых участков покрова.

Движение офиолитового «языка» происходило в своего рода «лотке» с крутыми бортами, что естественно при относительной «некомпетентности» пород, служивших ему ложем.

О лоткообразном крутосклонном ложе, по которому двигался офиолитовый покров, свидетельствует то, что контакты гипербазитов с флишем Пинда — Краста круты, если они не испытали позднейших нарушений. Правда, первоначальную ориентировку контактов редко удается наблюдать, так как почти всюду вдоль них развиты гравитационные дислокации внушительных масштабов. Например, юго-восточная крайняя часть массива у с. Доберчани на участке длиной 3 км и шириной 1 км в новейшее время (при рельефе, близком к современному), сползла в сторону флиша Пинда — Краста, образовав у подошвы скалистых гипербазитовых гор полосу холмов хаотического облика (рис. 3). При этом сползании плоскость тектонического контакта опрокинулась к юго-востоку и приобрела в среднем горизонтальное положение, а местами оказалась причудливо сгффрированной. Рядом с данным участком, в долине Девола, где та же плоскость не нарушена обвалами или иными проявлениями гравитации, она довольно круто, под углом 50—60° и более, падает на СЗ.

Расположенная севернее Девольского массива брахиантиклинальная складка сложена главным образом породами автохтона. В ее ядре обнаружены известняки нижнего и среднего эоцена, а на крыльях верхне-эоценовый флиш и терригенный олигоцен Гавровской зоны. Однако, на самой периферии складки (на юго-востоке и северо-востоке) развит флиш Пинда — Краста. Его сравнительно глубокие горизонты, относящиеся, вероятно, к датскому ярусу мела (или самым низам палеогена), соприкасаются с олигоценовыми терригенными отложениями автохтона, залегая на них наподобие более молодой толщи (нередко в перевернутом положении).

Изучению другой брахиантиклинали, расположенной к юго-востоку от Девольского массива, нами были посвящены детальные полевые наблюдения. Результаты этих наблюдений излагаются далее.

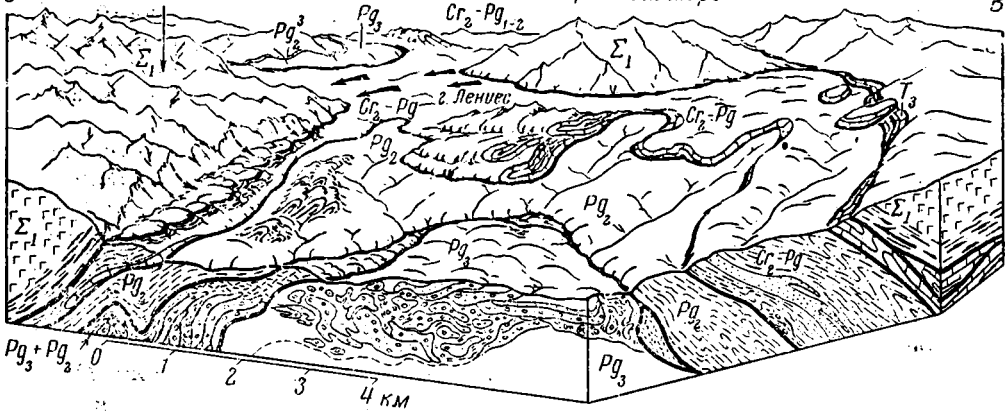


Рис. 3. Структуры участка с. Моглица. На первом плане на боковых гранях блок-диаграммы — обобщенный разрез по долине Девола (на него условно нанесены и некоторые детали структур, наблюдаемые южнее)

T_3 — известняки верхнего триаса; Σ_1 — мезозойские (юрские) гипербазиты; C_2-Pg — флишевый комплекс зоны Пинда — Краста, песчаники и известняки той же зоны; Pg_2 — эоценовый флиш параавтохтонной чешуи; Pg_1-2 — автохтонный верхнеэоценовый флиш Гавровской зоны (на заднем плане); Pg_3 — «флиш Фрашери» олигоценового возраста: аргиллиты (не заштрихованы) и конгломераты; рыхлые тектониты — продукты «перемешивания» разрушенных конгломератов с аргиллитами; Pg_3+Pg_2 — зона «перемешивания» пород верхнеэоценового флиша с олигоценовыми аргиллитами. В основании верхнего покрова — зона дробления и мylonитизации гипербазитов. Полустрелка — направление надвига; сплошные стрелки — направление движения тектонического покрова гипербазитов; пунктирные стрелки — гравитационное перемещение юго-восточной окраины Девальского массива. В правой части блокдиаграммы впереди надвиговой зоны — блуждающие гравитационные клиппы

АНТИКЛИНАЛЬ МОГЛИЦЫ

Рассматриваемая брахиантиклинальная складка, расположенная в районе сел Моглица, Опари и Душар (антиклиналь Моглицы), имеет сложное строение (см. рис. 2). Помимо верхней, офиолитовой чешуи, встречающейся местами на ее обрамлении, в ней могут быть выделены как минимум два крупных структурных элемента, испытавших значительное перемещение: а) более высоко расположенная покровная чешуя флиша Пинда — Краста с турон-сенонскими известняками в основании (редко с более древней терригенной толщей — «нижним флишем»), и б) подстилающая параавтохтонная чешуя эоценового флиша с отдельными прослоями нуммулитовых известняков. В ядре складки обнаружены необыкновенно причудливо дислоцированные олигоценовые толщи, характерные голубоватые мергlistые аргиллиты с подчиненными им плотными известковистыми конгломератами — «флиш Фрашери». В верхней, подпокровной или субавтохтонной зоне (зоне торможения шарьяжа и перемешивания пород) отдельные инградиенты толщ были вовлечены в общее движение и значительно перемещались друг по другу в горизонтальном направлении.

Между внутренним строением каждой покровной чешуи и морфологией ограничивающих ее поверхностей существует заметное несовпадение. Складчатость внутри каждого литолого-стратиграфического комплекса, шарьированного на другие, далеко не всегда согласуется с общей брахиантиклинальной структурой участка. Границы же покровных чешуй, наоборот, полностью подчинены этой структуре, благодаря чему она и выражена достаточно отчетливо.

На границах чешуй местами наблюдаются следы грандиозных разрушений и хаотического перемешивания пород, которые вряд ли возможны в каких-либо иных условиях, кроме условий, связанных с образованием тектонических покровов. В особенности это относится к нижней границе параавтохтонной чешуи и прилегающей части автохтонного

ядра складки. Присутствующие здесь мощные зоны «тектонического мезива» залегают полого, в соответствии с общей брахиантиклинальной структурой участка.

Остановимся на особенностях строения каждой покровной чешуи.

1. Чешуя Пинда — Краста. Комплекс отложений зоны Пинда — Краста, слагающих периферическую часть брахиантиклинали, как можно понять из ранее сказанного, отрывался (отслаивался) от подстилающих пород чаще всего по подошве толщи турон-сенонских плитчатых известняков. Вследствие значительной кремнистости пород эта толща служила относительно твердой пластиной, несущей на себе более мягкую («некомпетентную») флишевую толщу, и скользила в свою очередь также по флишу, но более молодому (эоценовому). Нечто подобное отмечает П. Селе (1961) в горах Парнаса и Гионы в Греции, где аналогичную роль жесткого каркаса тектонического покрова играет пачка яшмовидных кремнистых известняков в низах мезозойского карбонатного комплекса Парнасской зоны, который шарьирован на флиш Пинда.

Естественно, что поверхность срыва или отслоения, возникающая при образовании тектонической чешуи, не может всегда проходить строго по одним и тем же пластам. Неизбежно ее несколько изменчивое, «скользящее» положение относительно известняковой толщи. При этом в процессе шарьяжа известняки должны были в той или иной степени истираться и, по крайней мере в отдельных местах, значительно деформироваться.

Факты полностью подтверждают это. Залегание известняков Краста представляет собой необыкновенно интересную картину. Пласты их, часто смятые в лежачие складки, опрокинутые на юго-запад, срезаются снизу поверхностью ограничения, отделяющей данную чешую от нижележащей чешуи эоценового флиша. Нередко ориентировка этой поверхности совпадает с элементами залегания эоценового флиша, и тогда нижняя граница Пиндской чешуи больше напоминает перевернутый трансгрессивный контакт, чем тектонический разрыв (примеры — на участке 1¹ (рис. 4, I), а также на участках 2 и 3 (рис. 4, II); последний пример особенно интересен тем, что почти горизонтальное залегание останца чешуи, образующей скалы Градиште, находится в резком противоречии с напряженной внутренней тектоникой пород Пиндской зоны в этом останце)¹.

Местами на юго-западном и северо-восточном обрамлении антиклинали (участки 4, 5 и 6) и ее северо-западном погружении (участок 7) нижняя граница чешуи полностью срезает толщу известняков. Здесь «верхний флиш» зоны Пинда — Краста (датский ярус — палеоген) залегает непосредственно на эоценовом флише. Это наблюдается у западного края останца близ с. Врепцке (см. рис. 4, I). Около с. Доберечани (участок 7) на контакте между флишеидными отложениями Пинда — Краста и эоценовым флишем отмечается не свойственная другим участкам относительно мощная (в десятки метров) полоса красных милонитов с отдельными линзовидными блоками известняка.

Характерен большой разнобой в гипсометрическом положении отдельных, незначительно удаленных друг от друга участков чешуи Пинда — Краста. Особенно хорошо это видно на примере небольших останцов вблизи сел Врепцке, Зереци и севернее с. Душар (участки 1, 3 и 2), которые напоминают беспорядочно разбросанные на разной высоте черепки или скорлупки. Местами они явно отделены друг от друга и от соседних участков небольшими разрывами типа сбросов растяжения. Эти разрывы, по-видимому, не имеют продолжения в подстилающей че-

¹ Участки, по которым приводятся данные наблюдений, для удобства пользования материалом обозначены на рис. 2 цифровыми знаками. Здесь и далее даются ссылки на номер того или иного участка (без указания номера рисунка).

ше. Останец, расположенный у с. Врепцке, отделен от останца, образующего скалы Градиште, маломощной сбросовой трещиной без видимых следов дробления. Второй из этих останцов опущен на 100—150 м

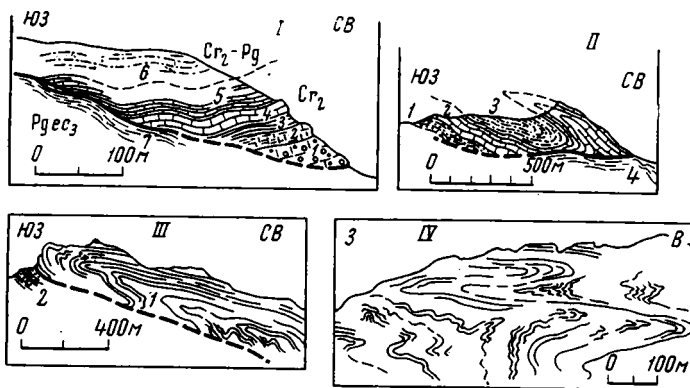


Рис. 4. Залегание известняков Пинда—Краста в основании промежуточного тектонического покрова в среднем течении р. Девол

I — участок южнее с. Врепцке; *1—5* — верхний мел: *1* — известняковые конгломераты; *2* — серые массивные известняки; *3* — розовые плитчатые известняки; *4* — розовато-серые толстоплитчатые известняки; *5* — красные тонкоплитчатые известняки; *6* — верхний мел—палеоген, флиш Пинда—Краста, *7* — эоценовый флиш. *II* — скалы Градиште близ с. Зереци; *1* — нижняя терригенная толща («нижний флиш» Пинда—Краста, беряние горизонты нижнего мела — нижние горизонты верхнего мела); *2* — известняки Краста, вверху плитчатые; *3* — флиш Пинда—Краста; *4* — эоценовый флиш. *III* — вершина горы Метес (участок 10); *1* — известняки Краста; *2* — эоценовый флиш. *IV* — серия складок на горе Лениес близ вершины (фрагмент обнаженной части южного склона)

по отношению к первому. Трещина хорошо обнажена в логу протекающего здесь ручья.

В скалистом обрыве, образующем восточный край останца у с. Врепцке (участок 1), хорошо обнажена целая серия небольших тесно расположенных сбросов. Большинство из них значительно наклонено в сторону опущенных блоков; иногда их падение относительно пологое — около 50—60°. Амплитуда отдельных сбросов достигает 25—30 м. По своей морфологии и ясности выражения эти сбросы могут быть признаны классическими сбросами растяжения.

Более крупные сбросы, однако не прослеживающиеся на сколько-нибудь значительное расстояние, выявлены при геологическом картировании на юго-западной окраине большого синклинального участка, сложенного породами зоны Пинда—Краста, южнее с. Душар (участок 8), а также на юго-восточном замыкании брахиантиклинали (участок 9).

Таким образом, наблюдения показывают, что при формировании тектонических покровов, самое возникновение которых связано со сжатием земной коры, в отдельных местах может создаваться обстановка растяжения. Дело здесь, вероятно, в том, что выжатое из недр вещество горных пород в некоторых частях покровных чешуй (в условиях дневной поверхности) может оказаться совершенно лишенным упора с боков и поэтому подвергнется «расползанию», которое при последующем эрозионном расчленении поверхности усиливается под влиянием гравитации¹. Внутри же земной коры при обычном типе складчатости дизъюнктивные дислокации, возникшие как сбросы, в дальнейшем, как правило, подвергаются неоднократному воздействию сжатия, вследствие

¹ Предложено Ч. Лонгуэллом и У. Х. Бухером объяснение образования тектонических покровов в сущности также предполагает растяжение (на поверхности) как прямое и неизбежное следствие сжатия (в глубине).

чего они в геосинклинальных складчатых областях так редко встречаются в своем первоначальном виде, будучи преобразованы в вертикальные разрывы или взбросы.

Важной особенностью строения Пиндской чешуи является широкое распространение в ней лежащих складок, сложенных известняками Краста и закономерно опрокинутых на юго-запад, в направлении движения покрова (см. рис. 4, II, III и IV). Эти складки иногда нагромождаются друг на друга в виде каскадов и обладают хорошей сохранностью и полнотой развития перевернутых крыльев. Иначе говоря, они однотипны с теми складками, которые обычно наблюдаются в связи с покровами пластического течения и описаны автором в различных районах Албании (Белостоцкий, 1963).

Исключительный интерес представляет складчатость в известняках Краста близ с. Моглица на южном склоне горы Лениес (участок 12). Здесь обнажен крупный каскад лежащих складок, образующий две ступени — более высокую, на вершине горы, и более низкую, расположенную на 500—600 м ниже, у ее подошвы (см. рис. 4, IV). Возможно, появление нижней ступени связано с позднейшей гравитацией. Нагромождение складок имеет очень сложный характер. На любом участке обнаженного скалистого склона горы можно видеть бесчисленное их множество, причем они располагаются рядами друг над другом, имеют чрезвычайно свободные и прихотливые формы, характеризуются горизонтальным положением осевых плоскостей и перевернутых крыльев, без следов пережима и скалывания последних. Кроме складок в десятки и сотни метров наблюдаются и такие, которые измеряются дециметрами и метрами. Все они в совокупности образуют огромный «раздув» или «наплыв» известняков Краста, мощность которого намного превышает 1000 м при первоначальной мощности этих известняков в нормальном разрезе не больше 100—200 м.

Этот более чем километровый «наплыв» известняков, полностью отсутствующих на соседних участках, расположен вблизи того структурного седла, через которое, по-видимому, переползал покров гипербазитов, представленных в Девольском массиве. Можно думать, что такое совпадение не случайно: именно отсюда должны были усиленно отжиматься в стороны массы пород, если они при определенных условиях приобретали способность пластического течения.

Обычно складки представленные здесь типа связывают только с гравитацией (Ситтер, 1960). Однако кинематическая обстановка, сходная с той, которая существует при гравитационной складчатости, может создаваться и в процессе формирования тектонических покровов — при отжимании (нагнетании) вещества горных пород из участков наиболее повышенного давления в те места, где оно резко (вероятно, в несколько раз) уменьшается. При этом ставшие пластичными породы могут вести себя приблизительно так же, как если бы они оказались в свободном пространстве, или как ведет себя паста, выдавленная из тюрбика. Возникновение такой обстановки резкого перепада давления на отдельных участках кажется наиболее вероятным именно при формировании тектонических покровов¹.

Тектоника вышележащей части покровной чешуи Пинда — Краста менее интересна. Слагающий ее «верхний флиш» дания и палеогена обычно довольно плохо обнажен. В достаточно обнаженных местах в

¹ Вывод о пластичности известняков Краста не противоречит тому, что было ранее сказано о толще этих известняков, как об относительно жесткой пластине. Во-первых, там имелась в виду лишь относительная их жесткость по сравнению с вышележащим флишем и подстилающими полурыхлыми терригенными толщами, от которых отрывалась тектоническая чешуя. Во-вторых, отрыв этой чешуи мог произойти раньше, чем создались условия, при которых наиболее полно проявилась пластичность известняков.

нем, как правило, отмечается интенсивная, но сравнительно простая складчатость, в общих чертах согласующаяся с залеганием кровли известняковой толщи.

На восточном крыле брахиантиклинали, в долине р. Девол, близ крутопадающего надвига, ограничивающего участок развития тектонических покровов (участок 13), в толще пиндского флиша наблюдаются опрокинутые к западу складки второго порядка, ориентированные в соответствии с ориентировкой надвига (см. рис. 3, правая часть блок-диаграммы). Здесь встречаются также отдельные, сравнительно маломощные зоны раздавливания и хаотического перемешивания пород.

2. **П а р а а в т о х т о н.** Структура параавтохтонной чешуи, сложенной эоценовым флишем, не менее сложна, но более беспорядочна, а потому труднее поддается описанию. Здесь часто встречаются разнообразно ориентированные обрывки мелких сжатых изоклинальных складок, окруженные массами совершенно раздробленных пород того же флиша. В верхней, относительно неразрушенной части параавтохтонной чешуи преобладают элементы залегания, более или менее отвечающие общей брахиантиклинальной структуре участка.

Большого внимания заслуживают наблюдающиеся в эоценовом флише вблизи Девольского массива, между селами Гобеши и Доберчани, узкие, сильно сжатые складки (не более 100 м шириной), опрокинутые и надвинутые к юго-востоку (участок 14). Их поднятые юго-восточные крылья перевернуты и падают на северо-запад в среднем под углом 45°; осевые плоскости складок и, очевидно, параллельные им надвиги имеют еще более пологое падение в ту же сторону (см. рис. 3). Неоднократно чередование залегающих нормально и перевернутых слоев здесь подтверждается тщательными наблюдениями над ориентировкой флишевых ритмов, иероглифов и т. п.; в больших обнажениях эти складки хорошо видны целиком.

Направление опрокидывания складок находится в резком несоответствии с общим направлением движения покровов и ориентировкой лежащих складок в известняках Краста. Вместе с тем по отношению к Девольскому массиву расположение этих складок вполне закономерно и понятно; они параллельны его краю и опрокинуты от него. Если исходить из представления, что массив, являясь «лоскутом» верхнего, гипербазитового покрова, значительно вдавливался в мягкие породы автохтона и промежуточных чешуй, то и эта опрокинутость найдет естественное объяснение. В процессе вдавливания опускающийся массив — клипп должен был «расталкивать» в стороны вытесненные им отложения, производя в них соответствующие дислокации. В такой своеобразной форме здесь могла проявиться гравитация, сопровождающая формирование тектонических покровов. Более поздняя гравитация у того же юго-восточного края гипербазитового массива выразилась в обрушении части пород с образованием близ с. Доберчани обращенного к юго-востоку гравитационного «надвигового козырька».

Проявляющиеся в относительно нижних частях параавтохтонной чешуи раздробление и перемешивание пород, часто приводящие к полному разрушению флишевой толщи, все более усиливаются книзу. Таким путем происходит постепенный переход к мощной зоне «тектонического месива» или «меланжа» (по терминологии французских авторов), разделяющего параавтохтон и автохтон' (см. рис. 3). Мощность этой зоны нередко достигает 1000 м и более, а ее отличительным признаком, кроме интенсивности разрушения пород, служит то, что в ней представлены породы и эоцена (параавтохтона) и олигоцена (автохтона), перемешанные друг с другом. При этом олигоценовые аргиллиты являются главной составной частью рыхлого субстрата, в котором заключены более или менее крупные фрагменты пластов или пачек эоценового флиша и олигоценовых конгломератов.

Интересный пример контакта между зоной «меланжа» и автохтонными аргиллитами олигоцена отмечен близ с. Пуляхе, в ядре одной из частных брахиантиклинальных складок (участок 15). Здесь в виде фрагментов в зоне «меланжа» представлен песчанистый флиш (с горизонтами конгломератов) с преобладающим падением пластов к северо-востоку. Все фрагменты флишевой толщи ограничены снизу куполовидно изогнутой поверхностью, ниже которой распространены лишь одни аргиллиты, вероятно, представляющие выход собственно автохтонного основания (?).

3. Автохтон и субавтохтон. В ядре брахиантиклинали Моглицы обрывки толщи эоценового флиша исчезают, но олигоценовые породы обычно настолько же интенсивно перемешаны друг с другом, как и в расположенной выше зоне. Они здесь также заслуживают названия «тектонического месива». Мощность этого «месива» в верхней части автохтона, или в субавтохтоне, еще больше, чем на границе с параавтохтонной чешуей,—местами она достигает приблизительно 2000 м (см. рис. 3). Кроме разрыхленных аргиллитов, вмещающих блоки конгломератов, здесь широко развиты полурыхлые мореноподобные или тиллитоподобные породы, представляющие собой продукт механической дезинтеграции конгломератов и перемешивания их составных частей (валунов, галек и псаммитовых зерен) с аргиллитами. Эти породы по своим текстурам и структурам практически не отличимы от «валунно-галечных аргиллитов» подводно-оползневого происхождения (Григорьев и Семихатов, 1958 и др.).

Вследствие крайней хаотичности строения субавтохтона, нижней части параавтохтонной чешуи и разделяющей их зоны дробления геологическое картирование здесь представляет собой чрезвычайно трудную, почти невыполнимую задачу. Границы выделенных комплексов пород, или границы тектонических зон, могут быть проведены только с очень большой долей условности. Однако, несмотря на все это, общая брахиантиклинальная структура участка проявляется и здесь довольно ясно.

Детали строения ядра брахиантиклинали (включая зону, разделяющую автохтон и параавтохтон) невероятно причудливы и разнообразны. Общее впечатление, которое они оставляют, можно было бы выразить сравнением их с плохо промешанным тестом, содержащим «неразшедшиеся» комья муки, или с тестом, в которое попал мусор; но при этом сравнении следует иметь в виду, что отдельные «соринки» или «комья» достигают многих сотен метров или даже километров в длину (см. рис. 2 и 3).

В долине Деволы и на его левобережье между устьями р. Хосоев и ручья Душарит (участок 16) линзовидные чешуи или плоские блоки конгломератов мощностью до 100—200 м и длиной до 1,5—2,5 км образуют фантастические нагромождения, с разных сторон наползая друг на друга (рис. 5). Ограничения этих чешуй в основном совпадают со сложностью. Только на концах они срезаются наносом с плоскостями напластования или резко обрываются, а иногда расщепляются на отдельные пласты, каждый из которых дислоцируется независимо от другого и поблизости от места расщепления теряется в массах окружающих пород. При наползании друг на друга многие блоки довольно сильно коробятся или червеобразно искривляются, причем каждый из них мнется, как правило, по-своему, не считаясь с соседними и образуя только ему одному свойственные брахиантиклинальные своды или синклинальные изгибы. Это так усложняет общую структуру, что на первый взгляд кажется невозможным определить, где находится центральная часть свода главной брахиантиклинали.

Разделяющие блоки промежутки (иногда незначительные, иногда измеряемые сотнями метров) в большинстве случаев заполнены мореноподобными смешанными породами, реже аргиллитами.

Распределение блоков в пространстве очень неравномерное. Рядом с местами их скопления, где они могут показаться единой мощной конгломератовой толщей, попадаются участки, где их сравнительно мало.

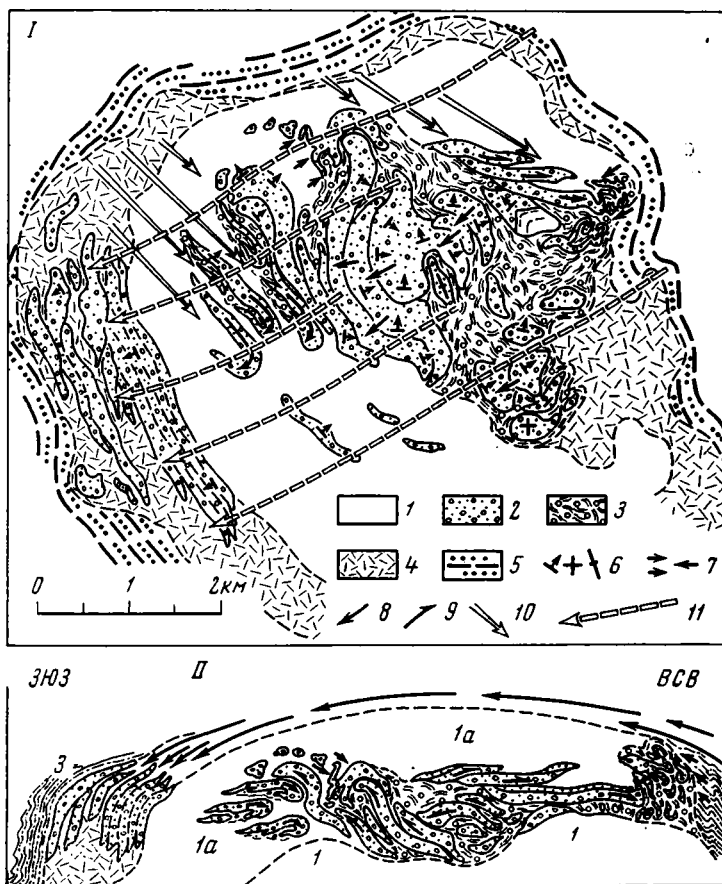


Рис. 5. Расположение чешуй конгломератов в «тектоническом месиве» и направление их перемещения в ядре брахиантиклинали южнее с. Моглица

I — плановая схема: 1—3 — породы олигоцена (автохтон): 1 — аргиллиты 2 — конгломераты, 3 — мореноподобные породы (смешивание аргиллитов и конгломератов); 4 — «тектоническое месиво» на границе автохтона и параавтохтона (смешивание олигоценовых аргиллитов и эоценового флиша); 5 — флиш эоцена (параавтохтон); 6 — элементы залегания конгломератов; 7 — давление окружающих горных пород на чешуи конгломератов в процессе формирования структур; 8 — направление наползания конгломератовых чешуй друг на друга, отвечающее общему направлению шарьяжа; 9 — надвиги иных направлений (по сколовым трещинам); 10 — давление со стороны погружающегося Девольского массива — клиппа; 11 — вероятный путь перемещения конгломератовых чешуй, скопившихся западнее с. Торовеци.
II. Обобщенный разрез, 1 — собственно автохтон (олигоцен), 1а — субавтохтон; 2 — зона «тектонического месива» между субавтохтоном и параавтохтоном; 3 — параавтохтон (эоценовые отложения)

Там, где исчезают крупные конгломератовые блоки, меньшим развитием пользуются и мореноподобные породы, образованные в значительной мере за счет конгломератов, — они уступают место аргиллитам.

В большинстве случаев чешуи конгломератов или их серии (как в целом зоны «тектонического месива») залегают довольно полого, нередко почти горизонтально в соответствии со своим пространственным положением в ядре брахиантиклинали.

АНАЛИЗ ДВИЖЕНИЯ БЛОКОВ КОНГЛОМЕРАТОВ В СУБАВТОХТОНЕ

Самостоятельный интерес представляет вопрос о геодинамической обстановке в зонах «меланжа» как в пределах субавтохтонного ядра брахиантиклинали Моглицы, так и выше — непосредственно под параавтохтоном. Для выяснения этой обстановки нами сделана попытка систе-

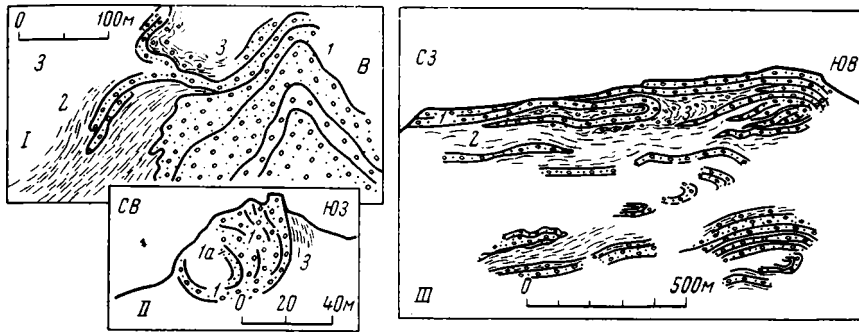


Рис. 6. Залегание конгломератов в зонах «тектонического месива»

I — западный конец конгломератовой чешуи на левом берегу Девола к юго-западу от с. Моглица; *II* — спиральный свертка пластов конгломератов в истоках правой ветви р. Душарит, к югу от Торовеци; *III* — фрагменты конгломератовых пластов на юго-западном склоне горы Молес близ с. Торовеци. *1* — конгломераты, *1a* — песчаники, *2* — аргиллиты, *3* — мореноподобные смешанные породы (тектониты)

матизировать данные о расположении и характере деформаций конгломератовых блоков, что позволяет судить о наиболее вероятных направлениях их движения (см. рис. 5).

В долине Девола (участок 16) можно говорить по крайней мере о двух таких направлениях: юго-западном и юго-восточном; первое из них более или менее отвечает общему направлению движения тектонических покровов.

Наиболее западная из обнаженных в долине конгломератовых чешуй, расположенная между селами Моглица и Торовеци (участок 17), характеризуется расщепившимся западным концом, который деформирован таким образом, как это должно было бы произойти, если бы чешуя перемещалась в западных румбах и встретила здесь препятствие, задержавшее ее дальнейшее продвижение. Об этом свидетельствует ориентировка изгибов отслоившихся друг от друга пластов. Характерно также присутствие позади них крутой антиклинальной складки, охватывающей целиком всю чешую (за пределами участка расщепления, рис. 6, *I*). Южнее, близ вершины горы Молес отмечается серия чешуй, наслывшихся одна на другую с таким взаимным расположением, как если бы верхние из них напозлали на нижние с северо-востока на юго-запад.

Наиболее восточная чешуя, обнаженная в долине Девола у устья ручья Эльмес (участок 18), также характеризуется расщеплением на отдельные пласты, но не с западной, а с юго-восточной стороны. На редкость причудливые деформации отщепившихся слоев здесь связаны с относительным движением конгломератового блока к юго-востоку (рис. 7). Несколько северо-западнее, ниже по течению реки, тот же плоский блок конгломератов пересекается двумя полого падающими на северо-запад сколовыми трещинами, разделившими его на три чешуи, с надвиганием каждой более северо-западной из них на более юго-восточную.

Необычная картина наблюдается также на юго-западном склоне горы Молес, близ с. Торовеци (участок 19). Конгломераты здесь обра-

зуют оторванные от корней лежащие антиклинальные складки, заключенные среди рыхлого субстрата «тектонического месива» (см. рис. 6, III). Замки этих складок обращены к юго-востоку, а перевернутые

крылья имеют вид лоскутьев с рваными концами, вытянутыми в противоположную сторону. Не подлежит сомнению, что тела конгломератов двигались на юго-восток.

Движение большинства конгломератовых блоков на юго-запад, по-видимому, связано с прямым воздействием шарьяжа. Одновременно некоторые из них испытывали воздействие какого-то дополнительного фактора, обусловившего их движение к юго-востоку.

Таким фактором могло служить влияние Девольского массива. Если его гравитационное погружение (вдавливание) вызывало вытеснение пород в стороны и образование опрокинутых складок во флише параавтотонной чешуи вблизи этого массива, то в кашеобразных массах «тектонического месива» влияние этого фактора должно было сказаться на более значительном расстоянии. Тесная пространственная связь дислокаций, обусловленных воз-

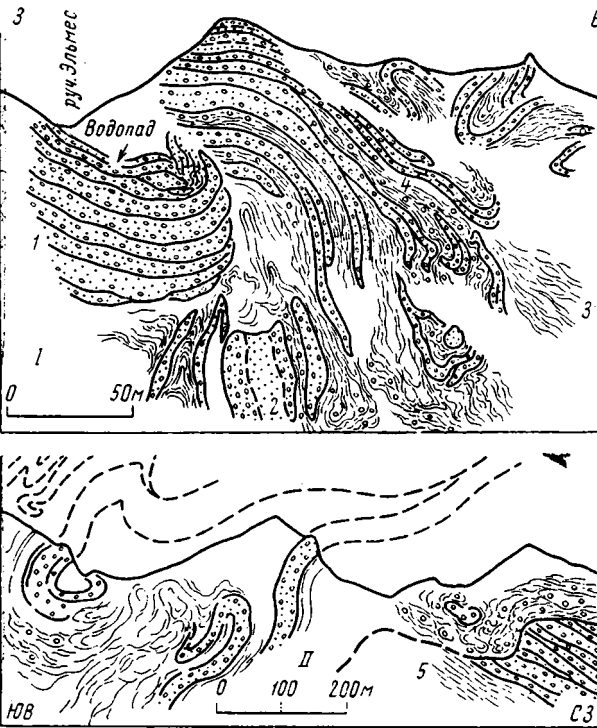


Рис. 7. «Расщепление» юго-восточного конца конгломератовой чешуи и характер дислокаций в зоне «тектонического месива» в долине р. Девол у устья ручья Эльмес

I — на левом берегу, II — на правом. 1 — конгломераты; 2 — песчаники; 3 — раздробленные аргиллиты в зонах «месива» (с песчаным и частью галечным материалом); 4 — смешанные мореноподобные породы; 5 — аргиллиты автохтона (?), не испытывавшие раздавливания и перемешивания. В виде воздушных складок на зарисовке II показано вероятное положение «расщепляющейся» конгломератовой чешуи

действием погружающегося Девольского массива, с дислокациями, непосредственно вызванными шарьяжем, наводит на мысль о возможной одновременности обоих процессов — вдавливания массива и перемещения покровов.

ПАКЕТ ЧЕШУИ В ДОЛИНЕ р. ДУШАРИТ

Необыкновенно интересным с точки зрения структурной геологии представляется мощное скопление конгломератовых чешуй в бассейне р. Душарит западнее с. Торовеци (участок 20; рис. 8). Пять или шесть из них у самой окраины села образуют один монолитный пакет мощностью, 500—600 м с настолько плотной и параллельной их «упаковкой», что даже при самой хорошей обнаженности невозможно заметить каких-либо стыков между ними или несоответствий в залегании отдельных пластов. Все чешуи падают круто на запад — юго-запад строго параллельно друг другу и производят впечатление единой мощной толщи конгломератов.

Представление о том, что это не обычная толща, а пакет закономерно расположенных и плотно «спаянных» тектонических чешуй, могло бы

показаться неправдоподобным, если бы не были обнажены их концы. Особенно хорошо они обнажаются с южной стороны пакета, в одном из оврагов к югу от ст. Торовеци (см. рис. 8, II). Три нижние чешуи

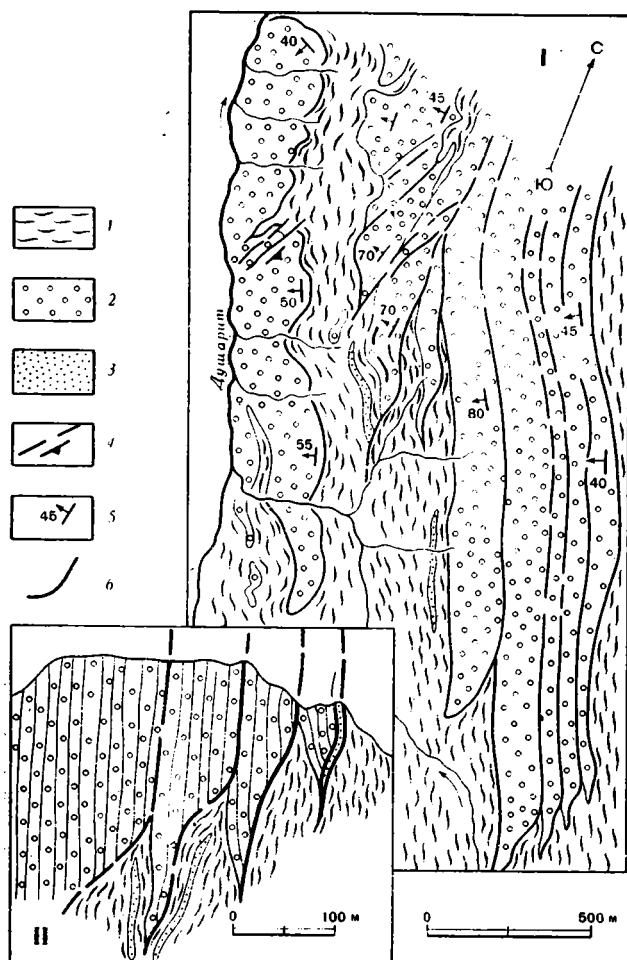


Рис. 8. Плоские блоки конгломератов среди аргиллитов в зоне «тектонического месива» в бассейне р. Душарит западнее с. Торовеци

I — плановая схема; II — зарисовка обнажения (в вертикальной плоскости) на юге участка. 1 — аргиллиты, 2 — конгломераты, 3 — песчаники, 4 — трещины скалывания и направление их падения, 5 — элементы залегания пластов конгломератов, 6 — нижняя поверхность ограничения конгломератовых блоков

мощностью от 50 до 100 м каждая полностью заканчиваются в пределах обнажения, благодаря чему характер их ограничения, связанный с самой их природой, может быть изучен без всяких помех.

Наблюдающиеся здесь поверхности ограничения срезают слои конгломератов наискось, под углом от 15 до 40°. Снаружи к концам чешуй прилегают аргиллиты, лишенные слоистости, но в них встречаются обрывки флишевых или песчаниковых слоев, создающие плоско-параллельную текстуру, облекающую конгломераты. Иногда встречаются слои флиша, плотно притертые к «концевым граням» конгломератовых тел, от которых они отделяются лишь тонкой примазкой или зоной милонитов. Слоистость конгломератов явно срезается милонитами.

Итак, тектонический характер контакта конгломератов с окружающими породами здесь выражен достаточно наглядно. Убедившись в

этом, не приходится сомневаться, что такой же характер имеют и контакты отдельных конгломератовых чешуй друг с другом. «Замаскированность» этих контактов внутри пакета объясняется, кроме параллельности чешуй, также и хорошей цементацией стыков, чему могла в существенной мере благоприятствовать значительная известковистость конгломератов.

Над описанным пакетом, далее к западу, в долине р. Душарит, предполагается еще несколько разрозненных или смыкающихся друг с другом плоских тектонических блоков. Их залегание является менее выдержанным. Во многих местах эти блоки разделены аргиллитами с фрагментами пластов флиша, песчаников и конгломератов. Общая мощность конгломератовых чешуй на участке их нагромождения — более километра, а длина некоторых из них 2,5—3 км.

В верхней части склонов долин и оврагов здесь отмечается более пологое падение конгломератовых тел, что связано с общим антиклинальным перегибом всей зоны «меланжа» (см. рис. 5).

Объяснение происхождения структуры участка представляет сложную задачу. Образование целой серии плоских чешуй, или горизонтов захороненных клиппов, наслаивающихся друг на друга, иногда наблюдается в связи с крупными конседиментационными перемещениями материалов под влиянием гравитации, типа грандиозных подводных оползней. Подобные явления в Албании, в частности, описаны автором (Белостоцкий, 1964), но при их изучении не отмечено ни одного случая такого закономерного и многократного наложения чешуй друг на друга, притом в строго определенном месте.

Наиболее правдоподобным кажется предположение, что условия для образования этого пакета чешуй в процессе движения тектонических покровов могли создаваться за счет резкого перепада давления внутри движущихся масс горных пород, испытывавших разрушение и перемешивание друг с другом, при сохранении отдельных твердых блоков. При этом нужно допустить, что на описанном участке возникал относительный «вакуум», заполнявшийся материалами, которые нагнетались из участков наиболее повышенного давления. Захваченные их кашеобразной полурыхлой массой чешуи конгломератов, оторванные и выжатые из более восточных участков, могли транспортироваться через сводовую часть брахиантиклинали, поступать в пределы этого участка и соскальзывать одна по другой до того места, где их движение прекращалось. Для их точного наложения друг на друга требовалось, чтобы «канал», по которому они двигались, имел сравнительно устойчивые границы в течение некоторого (возможно, не очень продолжительного) времени.

Высказанные здесь догадки и предположения, конечно, требуют тщательной проверки при дальнейших исследованиях.

ОБРАЗОВАНИЕ «ТЕКТОНИЧЕСКОГО МЕСИВА»

Вся совокупность своеобразных структур ядра брахиантиклинали служит выражением необычных условий, возникавших здесь при формировании тектонических покровов, и связана с определенными свойствами, которые в данных условиях приобретались горными породами. Некоторое представление об этих свойствах дают наблюдения над деформациями мелких тел конгломератов и текстурами мореноподобных смешанных пород. Одним из лучших участков для проведения таких наблюдений оказалась та часть долины Девола, где происходит расщепление наиболее восточной конгломератовой чешуи (участок 18).

Здесь на правом берегу реки в скалах у устья ручья Эльмес очень хорошо видно, как изогнутые, словно щупальца спрута, отщепившиеся от чешуи пласты конгломератов распадаются на отдельные фрагменты (см. рис. 7.). Вскоре они теряются в массе рыхлых мореноподобных пород, образовавшихся за счет смешивания полученных из них материа-

лов с окружающими аргиллитами. Концы некоторых пластов подворачиваются под ту часть конгломератовой чешуи, которая осталась монолитной и скользила по мореноподобным породам (с обрывками этих пластов).

Текстуры мореноподобных пород, аналогичные текстурам валунно-галечных аргиллитов, связанных с крупными подводными оползнями, очень сложны и хаотичны. Они не имеют ничего общего с первоначальной слоистостью нормального седиментационного происхождения, которая при формировании смешанных пород полностью разрушается как в конгломератах, так и в аргиллитах. Гальки, валуны и фрагменты пластов конгломератов (иногда до нескольких метров поперечником и в десятки метров длиной), очень неравномерно распределенные и разнообразно ориентированные, «обтекаются» аргиллитовым субстратом, более или менее насыщенным песчаными и гравийными зернами, наподобие того, как обтекаются лавой захваченные ею глыбы твердых пород. При всей хаотичности этих текстур в них, как правило, можно заметить преобладающее направление ориентировки плоскостных элементов. Часто, но далеко не всегда, это направление примерно согласуется с orientations крупных конгломератовых блоков.

Процесс разрушения и перемешивания пород, различные стадии которого можно наблюдать в описанном обнажении, начинается с внедрения аргиллитового материала в конгломератовую толщу вдоль поверхностей напластования, а затем по отдельным трещинам — внутрь самих конгломератов (в самую «ткань» этих пород). Проникшие в них аргиллиты располагаются вокруг валунов и галек, пронизывая цемент и меняя своим присутствием его состав и характер. Некоторые участки цемента остаются незатронутыми такой переработкой и образуют как бы твердые перемычки между соседними валунами или гальками. Неполностью переработанные блоки конгломератов оказываются заключенными среди мореноподобных смешанных пород с достаточно ясно выраженной однообразно ориентированной текстурой течения. Следующая, завершающая стадия сводится к образованию этой текстуры повсеместно. К этому времени подготовленный в предыдущие стадии материал в максимальной степени вовлекается в общее «течение» масс и полностью перемешивается с материалами других участков.

Рассмотренный процесс можно охарактеризовать как процесс взаимного проникновения и смешивания двух толщ, одна из которых до его начала была в полной мере литифицирована. Породы этой толщи — конгломераты с цементом, имеющим состав известковистых песчаников, — обладают очень большой прочностью. Совершенно очевидно, что для «инъекции» в них глинистого вещества другой — аргиллитовой — толщи, для полной дезинтеграции конгломератов и формирования, в конечном счете, новообразованных мореноподобных пород (представляющих своеобразный тип тектонитов) требовалась колоссальная механическая энергия. Не удивительно, что здесь наблюдаются такие причудливые деформации отдельных пластов конгломератов, захваченных аргиллитовой массой.

В настоящее время смешанные мореноподобные породы не являются рыхлыми. После движений тектонических покровов, обусловивших их формирование, в них снова произошли диагенетические изменения. Наибольшей степени литификации достигли самые песчаные разности этих пород (насыщенные известковистым псаммитовым материалом, полученным из цемента конгломератов).

Из рассмотренных примеров видно, как разнообразны изменения, которым подвергаются тела конгломератов в «тектоническом месиве». Более крупные из них реагируют образованием трещин скалывания и наползают друг на друга, обычно не очень сильно искривляясь; отделившиеся же друг от друга конгломератовые пласты свободно мнутся в

очень замысловатые несогласованные складки и спиральные свертки (см. рис. 7, II, а также рис. 6, II; участок 21); одновременно за счет смешивания тех же пород с окружающими аргиллитами образуются мореноподобные тектониты зон «меланжа».

О своеобразных динамических условиях, создававшихся в этих зонах, свидетельствует и форма некоторых небольших (измеряемых метрами) фрагментов флишевых или песчаниковых толщ, захваченных аргиллитами. В частности, в одном из зарегистрированных нами случаев (участок 22), в зоне, отделяющей автохтон от параавтохтона, фрагмент флишевой толщи «вырезанный» первоначально наискось к слоистости и окруженный аргиллитовым субстратом, состоит из трех более мелких блоков. Каждый из них смещен относительно соседних вдоль поверхностей напластования с общим увеличением длины всего фрагмента. Здесь явно намечаются следующие стадии процесса: 1) образование во флишевой толще косых трещин, 2) отделение друг от друга ромбических блоков флиша и «инъекция» между ними аргиллитового материала и 3) растягивание («будинаж») этих блоков в обстановке общего течения всей массы «меланжа».

В некоторых других случаях плоские флишевые блоки, ограниченные косыми сколовыми трещинами (срезающими слоистость), оказались смятыми в узкие сжатые складки, как могли бы мяться отдельные пласти флиша, окруженные более рыхлыми породами.

К числу самых характерных особенностей обстановки структурообразования в ядре брахиантиклинали относится резкое различие в «компетентности» дислоцировавшихся толщ. Одни (более компетентные) ингредиенты толщ при тектогенезе представляли собой твердые тела, а другие (менее компетентные) — кашеобразную массу вокруг них. Этим в значительной мере и предопределялось своеобразие наблюдаемых дислокаций.

О «МАТЕРИНСКОЙ ЗОНЕ» НАДВИГОВ

Приведенные данные о внутренней структуре покровных чешуй и зон «меланжа», слагающих брахиантиклиналь Моглицы, позволяют судить о многих интереснейших особенностях формирования всей Девольской группы покровов. Не меньший интерес представляют и наблюдения, относящиеся к мощной зоне надвигов, которая обрамляет названную антиклиналь с востока.

Можно думать, что именно отсюда (по крайней мере, из северной части этой зоны в горах Валямаре) были шарьированы массы гипербазитов, образовавшие верхний, офиолитовый покров. Обнаженный западнее комплекс пород, слагающих Пиндскую чешую перед этой зоной, оказался почти полностью выжатым из области своего первоначального распространения, которая некогда имела значительную ширину. Словом, так или иначе, весь пакет покровов, расположенный впереди полосы надвигов, связан с ней. Этим определяется ее большое значение.

К востоку от надвиговой зоны развиты гипербазиты, а в пределах ее самой наблюдаются их перетертые серпентинизированные разности; блоки верхнетриасовых известняков, раздробленные и милонитизированные породы вулканогенных и осадочно-вулканогенных толщ, а также фрагменты сеноман-туронской терригенной толщи. Зона обычно состоит из целой серии линзовидных или плоских надвиговых чешуй. Разделяющие их разрывы падают приблизительно параллельно друг другу, к северо-востоку или востоку, под углом от 30 до 60°.

Исключительно яркие следы интенсивного раздавливания пород в полосе надвигов наблюдаются в долине Девола (участок 13). Мощность надвиговой зоны здесь превышает 500 м и почти вся она заполнена милонитами серпентинизированных гипербазитов с более или менее крупными блоками триасовых известняков и обломками радиоляритов (рис. 9).

Более крупные (в сотни метров поперечником) блоки известняков сконцентрированы во внешней, фронтальной части надвиговой зоны; некоторые из них надвинуты непосредственно на флиш Пинда — Краста. В тыловой (восточной) части надвиговой зоны максимальным развитием пользуются серпентинитовые милониты с мелкими блоками известняков. Степень истирания и «размывания» пород все более нарастает в эту сторону до определенной границы, восточнее которой представлены немилонитизированные гипербазиты. В них отмечаются раздавливание и катаклиз, сначала очень интенсивные, а затем (далее к востоку) постепенно убывающие. Плоскость разрыва, играющая роль такой границы, падает к востоку под углом 30—40°.

Описанная полоса сильнейшего истирания и раздавливания пород обладает большим сходством с зоной милонитизации по краям Девольского массива между селами Доберчани и Зереци (участок 23), где наблюдаются блоки триасовых известняков среди серпентинитовых милонитов, играющих как бы роль смазочного материала между ними. Однако мощность зоны дробления там в отличие от рассматриваемого участка не превышает 50—100 м.

Для выяснения связи тектонических покровов с надвиговой зоной и возможного механизма перемещения гипербазитовой чешуи существенное значение имеет следующий факт: на восточной окраине Девольского массива присутствуют терригенные граувакковые сложения, идентичные сеноман-туронским отложениям юго-восточной части района (см. рис. 1), с хорошо доказанным возрастом и отчетливо выраженным трансгрессивным залеганием на гипербазитах (близ пос. Воскопоя). Напомним, что тектонические блоки тех же отложений встречаются в надвиговой зоне. Крупнейшие из них отмечены в долине р. Хозоев (участок 24) и далее к югу и юго-востоку.

Присутствие перекрывающих гипербазиты отложений в пределах Девольского массива заставляет думать, что надвиговая чешуя, из которой образовался офиолитовый покров, имела и первоначальный выход на земную поверхность. Она, вероятно, располагалась несколько впереди того участка развития гипербазитов, который ныне представлен Валямарским массивом.

Сравнение внутренних структур Девольского, Валямарского и Виткучского массивов (последний — на юго-востоке района) не противоречит такому заключению, а наоборот, скорее всего говорит в пользу его (см. рис. 1).

Рис. 9. Мощная надвиговая зона в долине р. Девола, ограничивающая с востока участок распространения тектонических покровов

1 — известняки триаса; 2 — катаклизированные и брекчированные гипербазиты; 3 — серпентинитовые милониты с обломками ра-диоларитов, известняков, диабазов и пр.; 4 — флиш Пинда — Краста



Интересен еще факт, установленный при изучении надвиговой зоны. В выходах терригенных пород сеноман — турона, встречающихся в ее фронтальной части, представлены наиболее грубообломочные фации отложений данного возраста. Это — образования типа грубого и дикого флиша с захороненными отторженцами гипербазитов и плоскими блоками триасовых известняков мощностью до 15—20 м и длиной 50—100 м. Общая мощность терригенных отложений здесь не менее 250—300 м, тогда как далее к западу она обычно составляет 40—50 м, причем отложения представлены песчаниками и мергелями. Отмеченный факт позволяет предполагать, что уже к началу верхнего мела по зоне надвигов происходили движения, создавшие резкий тектонический уступ, по которому соскальзывали продукты обрушения, накапливавшиеся у его подошвы. Возможно, уже в то время начали зарождаться и покровы, перемещавшиеся из внутренних областей Динарида.

Как показали наблюдения в различных районах Албании (Белостоцкий, 1963), более определенно можно говорить о перемещении покровов в конце сенона, начале эоцена, на границе эоцена и олигоцена и в послеолигоценное (предгельветское) время. Заключительные (послеолигеновые) движения отчетливо выражены и в данном районе.

ПРОЯВЛЕНИЯ ГРАВИТАЦИИ В НОВЕЙШЕЕ ВРЕМЯ

Характерным спутником тектонических покровов, особенно их крайних частей, служат проявления гравитации в новейшее время, в форме ли блуждающих соскальзывающих по склонам клиппов (см. рис. 1 и 3) или в форме гравитационных надвигов, сопровождаемых обвальноподолзновыми явлениями. Пример надвигового «козырька», наблюдавшийся близ дер. Доберчани, уже описан в начале этой статьи (см. рис. 3). Встречаются и просто следы крупных обвальноподолзневых перемещений. К крупнейшим из них относятся оползни юго-восточнее Девольского массива на дне долины Девола и на ее южном склоне (участок 25). Наблюдения позволяют говорить о том, что здесь произошло два больших последовательных обрушения. В результате первого из них в долину переместился крупный блок гипербазитов, оторвавшийся от верхней части покрова (Девольского массива); при втором обрушении сюда же попали породы пиндского флиша (из промежуточной чешуи). При этом обвальные массы покрыли не только левый, но и нижнюю часть правого склона и несколько подпрудили долину.

Оползни и обвалы менее крупного масштаба наблюдаются по краям чешуевых чешуй во множестве других пунктов почти повсеместно¹.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

К числу наиболее существенных общих выводов, полученных в результате изучения Девольской группы тектонических покровов, относится вывод о существовании целого ряда структурно-геологических критериев, позволяющих с полной достоверностью и объективностью выявлять покровы. Эти критерии сводятся к следующему.

1. Некоторое общее несоответствие между внутренней структурой чешуй покрова и ориентировкой их границ. Обычно это несоответствие бывает очень большим, вследствие чего залегающие друг на друге чешуи, сложенные осадочными породами, на первый взгляд могут показаться просто толщами, нор-

¹ Эти явления затрудняют изучение тектонических покровов — уменьшают обнаженность участков, расположенных на границах чешуй, усложняют и без того сложные взаимоотношения пород. В то же время их закономерная приуроченность к определенным зонам служит одним из вспомогательных критериев для выявления границ тектонических покровов. Конечно, этот критерий должен учитываться лишь в комплексе с другими, а не сам по себе.

мально лежащими одна на другой. Внимательное изучение взаимоотношений пород позволяет довольно легко обнаружить указанное несоответствие и тем самым преодолеть это заблуждение.

2. Наблюдаемое на границах некоторых чешуй срезаание пластов снизу, напоминающее перевернутый трансгрессивный стратиграфический контакт. Это явление может иметь двоякую природу. С одной стороны, оно является следствием того, что вся чешуя, которой принадлежат срезанные пласты, оторвана от своих корней, с другой, сами эти пласты в процессе шарьяжного перемещения подвергаются короблению и истиранию — «тектонической денудации» снизу. Сходство с перевернутым стратиграфическим контактом возникает потому, что во многих случаях более верхняя чешуя скользила по поверхности, ориентированной более или менее параллельно слоистости пород в нижележащей чешуе (где коробление пластов у контакта отсутствовало).

3. Существование колоссальных (мощностью 1—2 км), неповторимо своеобразных зон «тектонического месива», или «меланжа», параллельных главным чешуям покрова. Эти зоны, обладающие большой хаотичностью строения, наглядно выражают ту исполинскую разрушительную работу, которая производилась в процессе формирования тектонических покровов и привела к взаимному проникновению и перемешиванию пород разных толщ. Далее перечисляются те характерные особенности зон «тектонического месива», каждая из которых может рассматриваться как самостоятельный критерий существования покровов (хотя применять их, безусловно, следует в комплексе).

3а. Наличие в кашеобразной массе «тектонического месива» как бы «плавающих» блоков и плоских чешуй конгломератов в длиной до 2 км и более. В процессе формирования покрова они напоззали друг на друга, подвергались изгибам, скалыванию, расщеплению и т. д.

3б. Следы сложного и дальнего (измеряемого километрами) перемещения этих чешуй внутри «тектонического месива». Несмотря на хаотичность структур, в ряде случаев можно говорить о преобладании определенных направлений такого перемещения. В конкретном изученном случае (в бассейне Девола) они соответствуют либо главному направлению движения тектонических покровов, либо ориентировке давления со стороны гигантского погружающегося клиппа — доскута верхнего, офиолитового покрова.

3в. Проявление «тектонической инъекции» аргиллитов в более плотные породы (флиш, песчаники, конгломераты) и наличие новообразованных пород — полурыхлых тектонитов, играющих большую роль в строении зон «меланжа». Процесс инъекции аргиллитов в плотные конгломераты отчетливо делится на три стадии — (1) расклинивание аргиллитами пластов конгломератов, (2) проникновение аргиллитов в их цемент, (3) совместное «истечение» и размешивание всех материалов. В результате этого процесса и формируются свойственные рассматриваемым зонам полурыхлые тектониты — мореноподобные смешанные породы, не отличимые от валунно-галечных аргиллитов подводно-оползневого происхождения.

3г. Характерные дислокации на расщепившихся концах конгломератовых чешуй («щупальца спрута»), спиральные свертки конгломератов и песчаников среди аргиллитов и мореноподобных пород и другие дислокации, напоминающие некоторые явления, возникающие при наиболее крупных подводных оползнях и образовании захороненных гравитационных клиппов.

3д. Наличие внутри «тектонического месива» небольших (измеряемых метрами и десятками метров) плоских блоков песчаников или

пород флиша, которые ограничены трещинами отдельности, расположенными наискось к слоистости. Ориентировка и очертания этих блоков подчинены свойственной «месиву» текстуре течения,— они сложно искривляются, мнутся в узкие сжатые складки или растягиваются, делясь на более мелкие фрагменты. В этом явлении также обнаруживается некоторое сходство зон «тектонического месива» с продуктами крупных подводных оползней.

В целом зоны «тектонического месива» трудно с чем-либо спутать. К их отличительным особенностям относятся огромная мощность, грандиозность перемещений фрагментов различных толщ внутри них, определенная направленность этих перемещений, закономерно связанная с общим движением тектонического покрова и подвижками его отдельных частей, а также приуроченность зон к границам крупных чешуй покрова (или к границе автохтона и параавтохтона).

Приведенный перечень критериев нельзя считать исчерпывающим или универсальным,— он является лишь примером того какого рода признаки могут служить в совокупности достаточным основанием для выделения тектонических покровов. Стратиграфические критерии здесь не рассматриваются: для каждого понятно, что в подавляющем большинстве случаев выделение тектонических покровов, обоснованное хорошими стратиграфическими данными, представляется наиболее убедительным (исключения составляют лишь те случаи, когда более молодые породы, сорванные с основания, оказываются шарьированными на более древние).

Изучение тектонических покровов в бассейне р. Девол позволило сделать также целый ряд других интересных выводов. Напомним о некоторых из них.

I. В процессе развития покровов могут образоваться лежащие складки течения, типа тех, которые обычно имеют гравитационное происхождение. В том и другом случае они характеризуются одинаковыми морфологическими особенностями (отсутствием редуцированности перевернутых крыльев и склонностью нагромождаться в каскады). Это свидетельствует о сходстве кинематической обстановки их образования при различии их генезиса, что позволяет считать их конвергентными структурами. В данном случае складки течения связаны с «отжиманием» (нагнетанием) вещества из участков повышенного давления.

II. С таким же «отжиманием» вещества из участков повышенного давления в «вакуумные зоны», по-видимому, связаны скопления чешуй твердых пород (конгломератов) в «тектоническом месиве», но физическое состояние нагнетаемого вещества здесь было совершенно иным.

III. Местами на участках развития покровов проявляется растяжение отдельных блоков земной коры. Это растяжение можно рассматривать как косвенное следствие сжатия, создающего покровы (одно из выражений диалектики тектонических процессов).

IV. На участках развития тектонических покровов отчетливо сказывается влияние гравитации, проявляющейся различно в разных стадиях истории структур. В самом процессе покровообразования огромные массы пород, принадлежащих более верхним покровам, могут глубоко вдавливаться в более нижние покровы и автохтон, «отжимая» в стороны принадлежащие им породы и чрезвычайно осложняя обстановку пластического течения вещества в мощных зонах «тектонического месива». Последующие проявления гравитации пространственно более ограничены и выражаются во всякого рода процессах обрушения и скольжения («козырьки» по краям Девольского массива, крупные обвалыные массы гипербазитов и пиндского флиша среди пород параавтохтонной чешуи, оползни на границах всех покровов, блуждающие клиппы триасовых известняков).

Некоторые важнейшие особенности строения покровов, развитых в среднем течении р. Девол, связаны с тем, что самая верхняя покровная чешуя представлена массивными интрузивными породами, двигавшимися по толщам относительно некомпетентных осадочных пород. Влияние верхнего покрова на нижележащие чешуи и автохтон усугублялось большим удельным весом слагающих его офиолитов и тем, что течение вещества внутри этого покрова в процессе его перемещения практически отсутствовало (или сводилось к минимуму). Следовательно, трение в расположенных ниже породах должно было достигать максимума. Эффект воздействия покрова на породы ложа усиливался под влиянием собственных физических свойств этих пород. В целом наблюдаемая здесь картина напоминает гляциодислокации в неуплотнившихся отложениях на тех участках, где ледники особенно интенсивно воздействуют на свое ложе.

Судя по тому, что тектонические покровы Девольского района перекрывают олигоценовые отложения, их возраст можно уверенно считать послеолигоценовым. Это совпадает с данными по некоторым другим районам Албании, где последние значительные движения покровов относятся к предгельветскому времени.

Литература

- Белостоцкий И. И. О тектонических покровах и гравитационных структурах западной части центральных Динарид. Ст. 1. Тектонические покровы. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геологии, № 6, 1963.
- Белостоцкий И. И. О тектонических покровах и гравитационных структурах западной части центральных Динарид. Ст. 2. Гравитационные структуры. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геологии, № 1, 1964.
- Белостоцкий И. И. Тектонические покровы Динарид. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 2, 1965.
- Белоусов В. В. Тектонические наблюдения во Французских Альпах в 1955 г. Сов. геология, сб. 54, 1956.
- Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. Изд. 2-е. Госгеолтехиздат, М., 1962.
- Богданов А. А. О шарьяжах в пределах Карпат (автореферат доклада). Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геологии, № 6, 1961.
- Борукаев Ч. Б. О проявлениях покровной тектоники в Туапсинском районе (Северо-Западной Кавказ). Вестн. Моск. ун-та. Сер. геол., № 1, 1964.
- Бухер У. Х. Эксперименты и мысли о сущности орогенеза. Вопросы соврем. зарубежной геотектоники. Изд-во иностр. лит., 1960.
- Вассоевич Н. Б. О крупных тектонических покровах в Восточном Закавказье. Зап. Всес. минералог. о-ва, вып. 2-3, 1960.
- Воскресенский И. А. О Баскальском покрове на юго-восточном Кавказе. Сов. геология, № 7, 1958.
- Григорьев В. Н. и Семихатов М. А. К вопросу о возрасте и происхождении так называемых «тиллитов» северной части Енисейского кряжа. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 11, 1958.
- Камалетдинов М. А. К вопросу о покровной тектонике Урала в свете новых данных. Геотектоника, № 1, 1965.
- Левен Э. Я. О Зорташкельском покрове и природе Акбайтальской зоны разломов. Изв. АН СССР, Сер. геол., № 7, 1964.
- Наумов А. Н. О характере сочленения Верхоянской складчатой системы и Приверхоянского передового прогиба в районе западного склона хребта Орулган. Тр. НИИГА, вып. 19, 1962.
- Пейве А. В., Буртман В. С., Руженцев С. В., Суворов А. И. Тектоника Памиро-Гималайского сектора Азии. Междунар. геол. конгр. XXII сессия. Доклады сов. геологов. «Гималайский и альпийский орогенез». Изд-во «Недра», М., 1964.
- Руженцев С. В. Тектонические покровы Музкольского хребта (Центральный Памир). Изд-во АН СССР. Сер. геол., № 3, 1965.
- Селе П. Наличие аллохтонной меловой толщи в районе западного Парнаса (Греция). РЖ Геология, 7А, 544, 1961.
- Ситтер Л. У. Структурная геология. Изд-во иностр. лит., 1960.
- Тектоника Европы. Объяснительная записка к международн. тектонич. карте Европы масштаба 1 : 2 500 000. Ред. Богданов А. А., Муратов М. В. и Шатский Н. С. Изд-во «Наука», «Недра», 1964.
- Шарданов А. Н. и Молчанов М. Ф. Астраханский тектонический покров на юго-восточном Кавказе. Изв. АН АзербССР, № 11, 1954.

- Aubouin J. Essai sur l'évolution paleogeographique et le developpement tectoorogenique d'un systeme geosynclinal: le secteur gres des Dinarides. Bull. Soc. geol. France, 6 ser., t. 8, № 7, 1958.
- Bourcart J. Les confins Albanais administrés par la France (1916—1920). Contribution a la geographie et a la geologie de l'Albanie moyenne. Paris, 1922.
- Nowak E. Geologische Übersicht von Albanien. Erläuterungen zur geologischen Karte 1: 200 000. Salzburg, 1929.
- Renz C. Stratigraphie Griechenlands. Athens, Inst. for Geology and subsurface research, 1955.
- Zuber S. Sulla tectonica e sull'evoluzione geologica dei giacimenti metalliferi albanesi. Fasc. I delle Publ. sc.—tecn. dell'A. I. P. A. Roma, 1940.

НИЛЗарубежгеология.

Статья поступила
7 июля 1965 г.

I. I. BELOSTOTSKY

**OVERTHRUST SHEETS IN THE DEVOLL RIVER BASIN
WITHIN THE DINARIDES**

The Devoll overthrust comprise the following sheets: (1) upper thrust sheet (Jurassic ophiolite of the Mirdit internal zone); (2) intermediate thrust sheet (Turonian—Senonian limestone and Datian—Eocene flysch of the Pinda zone); and (3) paraautochthonous sheet of Eocene flysch separated by the thick (up to 2.5 km) mélange zone from the autochthone and subautochthone (Oligocene conglomerate and mudstone of external miogesyneclinal part of the Dinarides). The sheets moved to the south-west, the total displacement of the upper one being at least 35—40 km.

Friable tectonites within the mélange zones were formed by tectonic disintegration of competent conglomerates and «injection» of plastic mudstones into crushed areas of them. Thereafter total rock mixing took place in the process of plastic «flow» of the whole mass. Simultaneously to southwestern movement of the thrust sheets, the masses of «mélange» and flysch overthrusts were displaced in other directions. This is due to a gravitational pressing of a «shred», isolated from the upper (ultra-mafic) sheet, into the flysch with lateral withdrawal of pressed out materials. The mobility of friable tectonites (they flow from areas of higher pressure to those of lower pressure) is so high that parts of formations 2—3 km in length, which were involved in the movements, were transferred to the distance of 7—8 km.

Structural factors are of equal importance as compared to stratigraphic ones, when overthrust sheets are distinguished.

Research Laboratory for Investigation
of Foreign Geology

УДК 551.24(235.2)

Л. П. ЗОНЕНШАЯ И

ТЕКТОНИКА СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ

(К ЗАКОНОМЕРНОСТЯМ СТРОЕНИЯ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ ОБЛАСТЕЙ)

ВВЕДЕНИЕ

Классическая концепция строения геосинклинальных областей основана на изучении сравнительно узких линейных складчатых систем, таких, как Альпийская, Аппалачская или Уральская. Она предусматривает их разделение на ряд линейно-вытянутых узких зон, прослеживающихся по простирацию складчатой системы. Впервые такие зоны в наиболее полном объеме были рассмотрены Л. Кобером (Kober, 1928) — создателем теории двустороннего орогена. В соответствии со схемой Л. Кобера в поперечном разрезе складчатых систем (орогенов), как известно, выделяются: 1) форланд, 2) краевая впадина, 3) экстерниды, 4) метаморфиды, 5) централиды, 6) интерниды, и далее — повторение тех же зон в обратном порядке.

Представления Л. Кобера в последующем были подвергнуты критике, особенно в той части, в которой он считал обязательными шарьяжные перекрытия внутренними зонами более внешних и двусторонность орогена. Однако и сейчас в том же или несколько модернизированном виде они поддерживаются многими исследователями, например С. Н. Бубновым (1960), Э. Краусом (Kraus, 1960), В. Е. Хаиным (1964).

Большое значение для выяснения общих закономерностей строения геосинклинальных областей имеют выводы Г. Штилле (1940), развитые в дальнейшем М. Кэем (1955) и поддержанные ведущими нашими геологами (А. А. Богданов, М. В. Муратов, В. Е. Хаин, 1963), о разделении геосинклинальных областей (ортогеосинклиналей) на миогеосинклинальные и эвгеосинклинальные зоны. В то же время эти выводы по существу представляют собой дальнейшее развитие схемы Л. Кобера, но в историческом аспекте. Действительно, нетрудно заметить, что миогеосинклинали, по-видимому, часто соответствуют экстернидам Л. Кобера, а эвгеосинклинали — метаморфидам. Необходимость типизации отдельных зон внутри геосинклинальной области была показана М. В. Муратовым (1962), классифицирующим геосинклинальные прогибы по характеру выполняющих их геологических формаций. Он выделяет прогибы известняковые, флишевые, зеленокаменные, молассовые.

Недавно В. Е. Хаин рассмотрел заново схему Л. Кобера, признал, что все выделяемые им зоны «действительно характерны для подавляющего большинства складчатых сооружений» (1964, стр. 4), и попытался вложить в эти зоны структурно-формационное содержание. Он выделяет: 1) древние ядра (централиды); 2) внутренние зоны, или интерниды (но не в понимании Л. Кобера), они соответствуют эвгеосинклиналям; 3) внешние зоны, или экстерниды, они соответствуют миогеосинклиналям; 4) нейтралиды; 5) древние глыбы; 6) краевые

массивы; 7) передовые прогибы и 8) срединные массивы. По набору перечисленных типовых элементов выделяются пять основных разновидностей складчатых зон.

Рассмотренная концепция вполне приложима к линейным складчатым системам, подобным упомянутым выше Альпийской, Аппалачской и Уральской. В них по мере движения от края платформы внутрь геосинклинальной области происходит последовательная смена зон. Пологий платформенный склон погружается под краевой прогиб, который сменяется узкой амагматичной миогеосинклинальной зоной. Далее по направлению внутрь складчатой области появляется магматичная эвгеосинклинальная зона, зачастую с присущими ей офиолитами. От миогеосинклинали она, как правило, отделяется узким геоантиклинальным поднятием, в котором на поверхность выведен фундамент геосинклинали. Характерным для этого типа складчатых систем являются вергентность складчатости в сторону платформы часто с крупными шарьяжными перекрытиями и миграция складчатости во времени от внутренних частей геосинклинали к внешним и далее в краевой прогиб.

Эта схема в то же время не находит подтверждения в материалах, полученных из изучения многих других складчатых областей, в частности таких, которые обладают не линейным, а мозаичным строением, например Центрального Казахстана, Алтае-Саянской области, Монголии. Несостоятельность такого рода схемы выяснилось для территории Центрального Казахстана уже давно, со времени обобщающих исследований Н. Г. Кассина и Н. С. Шатского. Особенно выукло эта несостоятельность для той же территории была показана недавно А. А. Богдановым (1965), который, правда, для выделяемых им типов геосинклинальных зон принимает терминологию классической схемы (мио- и эвгеосинклинальные зоны), однако приходит к совершенно иным закономерностям пространственного расположения этих зон, их строения и развития. Ниже на примере палеозойского складчатого пояса Центральной Азии рассматриваются некоторые закономерности строения подобных мозаичных геосинклинальных областей.

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ

Под складчатой областью Центральной Азии понимается обширная площадь развития складчатых сооружений, расположенная между Сибирской платформой на севере и Северо-Китайской и Таримской платформами на юге и сформированная в различные периоды палеозойской эры¹. Имея своими естественными ограничениями платформы, складчатая область Центральной Азии отвечает тому определению складчатого пояса, которое дано В. Е. Хаиным и Ю. М. Шейнманном (1960). В качестве составной части она входит в состав более обширного Урало-Монгольского пояса, выделенного М. В. Муратовым (1965). В состав складчатой области Центральной Азии включаются складчатые сооружения Алтае-Саянской области, Монголии, Забайкалья, Северо-Восточного Китая, Северо-Западного Китая, Восточного Казахстана. В целом эта область имеет субширотную ориентировку. На востоке она срезается мезозоидами Сихотэ-Алиня, на западе переходит в складчатые сооружения Центрального Казахстана и Тянь-Шаня. Очерченная территория

¹ Имеется в виду окончание собственно геосинклинального этапа развития и смена его орогенным. Что касается мезозойских структур и тектонического развития складчатой области Центральной Азии в мезозойскую эру, то эти вопросы составляют самостоятельную важную проблему и здесь не рассматриваются. Следует лишь указать, что если западная часть области несомненно является эпипалеозойской платформой, то ее восточная часть, отличающаяся интенсивными мезозойскими тектоническими движениями и мезозойским магматизмом, должна быть отнесена к эпимезозойской платформе.

благоприятна для выяснения общих закономерностей строения и развития геосинклинальных областей, поскольку здесь удается наблюдать строение складчатого пояса в полном сечении — от одной ограничивающей его платформы до другой.

Схема тектонического районирования складчатой области Центральной Азии изображена на рисунке. При ее составлении учтены данные: по Алтае-Саянской области — Н. С. Зайцева (1963), И. И. Белостоцкого и др. (1959), А. А. Моссаковского (1963), Г. А. Кудрявцева (1965), Б. Н. Красильникова (1966); по Монголии — В. А. Амантова и П. С. Матросова (1960), А. Х. Иванова (1959), а также новейшие данные Р. А. Хасина и Ю. А. Борзаковского (1966), Б. Лувсан Данзана, И. И. Волчка, О. О. Суетенко; по Забайкалью — В. Н. Козеренко (1956), И. В. Лучицкого (1954), М. С. Нагибиной (1963); по Северо-Восточному Китаю — А. М. Смирнова (1963) Ху Бо-циня (1952), Чжень Вэнь-ю (Основы тектоники Китая, 1962; Chang Wen You, 1958), Хуан Цзи-циня (1961); по Северо-Западному Китаю — В. М. Синицина (1957, 1959), Чжень Вэнь-ю (Основы тектоники Китая, 1962), Ху Биня, Ван Цзинь-биня, Гао Чжэнь-цзя (1964); по Восточному Казахстану — А. А. Богданова (1965), Н. Г. Марковой (1963), В. Ф. Беспалова (1963), Н. И. Филатовой и В. А. Буша (1965). Большое значение для понимания тектоники данного района Азии имеют вышедшие недавно в свет под редакцией А. Л. Яншина (1965) тектоническая карта Евразии и объяснительная записка к ней (Тектоника Евразии, 1966).

Для складчатых сооружений Центральной Азии характерен мозаичный, петельчатый рисунок структур, обусловленный резко выраженным глыбовым строением территории. Вместе с тем в мозаике глыб достаточно четко проступает дугообразное расположение отдельных складчатых зон. Они, обрамляя Сибирскую платформу, приспособляются к ее резко изломанному краю и в связи с этим обращены выпуклостью на юг.

Границы складчатой области Центральной Азии с платформами. По границам с платформами складчатая область Центральной Азии не сопровождается краевыми прогибами (во всяком случае в типичном их проявлении). Края платформы обычно высоко приподняты и образованы краевыми выступами их фундамента. К этим выступам причленяются обширные области развития докембрийских образований — древние складчатые массивы, в основном байкальские, однако сильно переработанные более поздними палеозойскими движениями, интенсивно протекавшими в смежных геосинклинальных системах.

Между платформенным чехлом Сибирской платформы и обрамляющими ее с юга палеозойскими геосинклиналями в Восточном Саяне располагается крупный докембрийский массив, именуемый далее Восточно-Саянским (Зоненшайн, 1959). Он имеет неправильные резко изломанные, но все же в целом изометричные очертания. Вдоль его северо-восточного края, перекрытого платформенным чехлом, протягивается полоса, не испытывавшая или почти не испытывавшая палеозойской переработки. Это устанавливается хотя бы по тому, что здесь по данным определения абсолютного возраста отсутствует метаморфизм более молодой, чем докембрийский (С. В. Обручев и др., 1965). Эта полоса обычно рассматривается в качестве краевого выступа фундамента Сибирской платформы. Остальная, большая по площади часть Восточно-Саянского массива, отделенная от краевого выступа крупным разломом (краевым швом по Ю. А. Косыгину, 1962), отличается от него переработанностью палеозойскими движениями, степень которой возрастает по мере приближения к пригеосинклинальным краям массива. Эта переработка проявляется, во-первых, в палеозойском возрасте метаморфизма в ряде участков, как это устанавливается данными абсо-

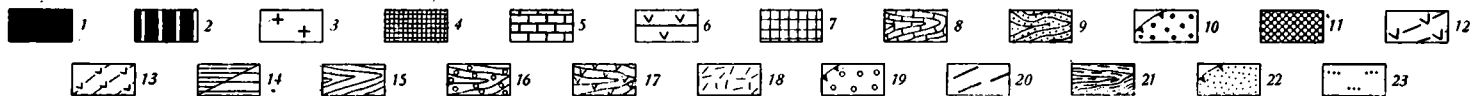
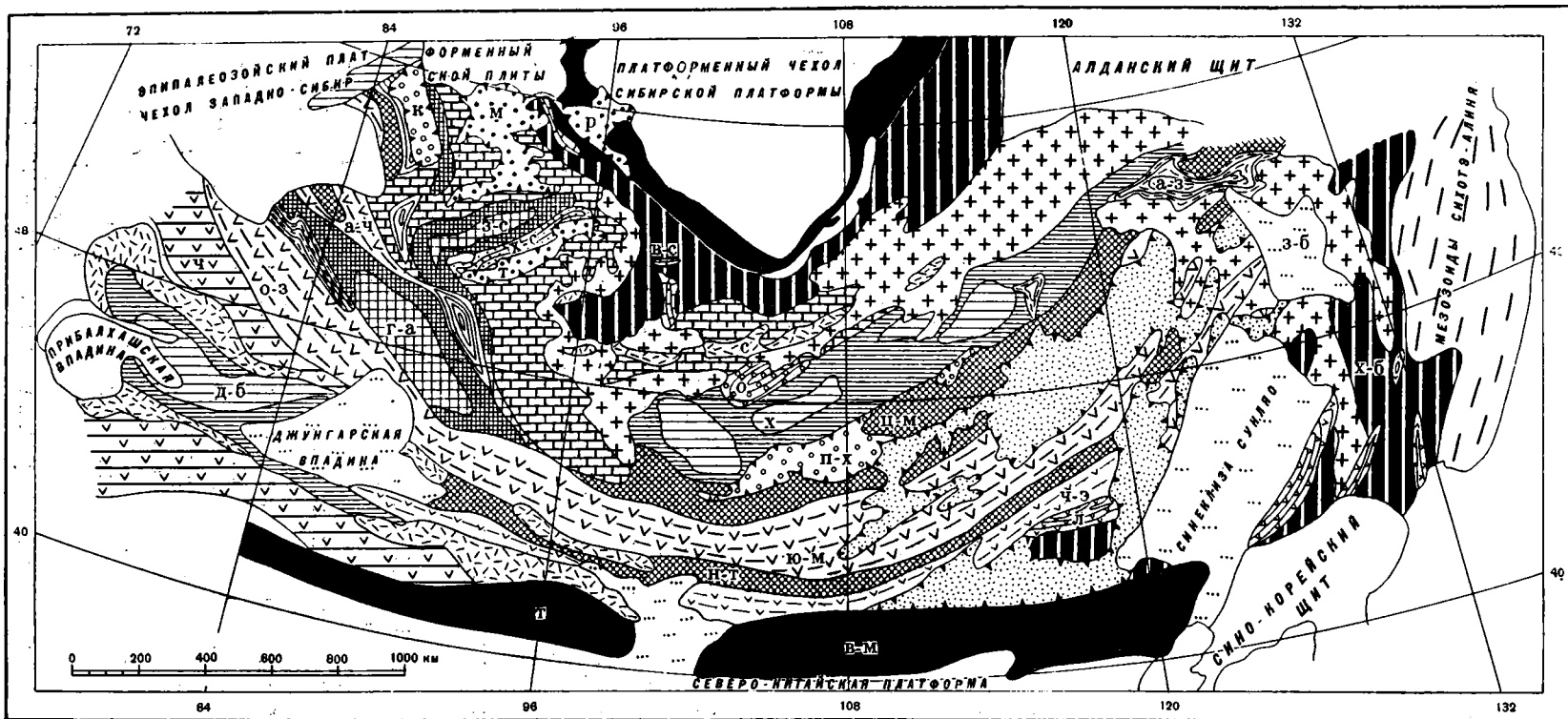


Схема тектоники палеозойского складчатой области Центральной Азии
(составил Л. П. Зоненшайн, 1966)

1 — краевые выступы фундамента платформ; 2 — древние складчатые массивы, преимущественно байкальские; 3 — гранитондные пояса. Геосинклинальные области. Нижнепалеозойские (каледониды): 4 — геосинклинальные зоны; 5—7 — геосинклинальные зоны; 5 — вулканогенные ранние (Rf — Sp); 6 — вулканогенные поздние (Rf — S); 7 — терригенные поздние (Rf — S); 8—9 — внешние геосинклинальные прогибы; 8 — кембрийские; 9 — ордовик-силурийские; 10 — главнейшие орогенные структуры; межгорные прогибы и впадины (S₂ — D — P). Верхнепалеозойские (варисциды). 11 — геосинклинальные зоны; 12—14 — геосинклинальные зоны; 12 — вулканогенные ранние (S — C₁₋₂); 13 — вулканогенные поздние (D — P); 14 — терригенные поздние (D — P); а — краевые и внутренние поднятия; б — внутренние прогибы; 15 — 17 — внешние геосинклинальные прогибы; 15 — силуру-девонские; 16 — каменноугольно-пермские; 17 — пермские; 18—19 — главнейшие орогенные структуры; 18 — вулканомасштабные пояса; 19 — межгорные прогибы и впадины (C — P). Мезозойские (мезозиды). 20 — вулканогенные геосинклинальные зоны; 21 — внешние геосинклинальные про-

лютной геохронологии (С. В. Обручев и др., 1965), во-вторых, в появлении многочисленных палеозойских интрузий, в обилии насыщающих массив, и, в-третьих, что наиболее интересно, в появлении внутри массива своеобразных регенерированных или внешних геосинклинальных прогибов, выполненных кембрийскими отложениями. Известно три наиболее крупных таких прогиба: Манский, Сархойский и Прихубсугульский. Слагающие их кембрийские¹ отложения отделены от докембрийских резким несогласием. Сами прогибы являются идиоморфными (по терминологии В. В. Белоусова) образованиями и выступают как структуры, наложенные на древнее основание.

Во многом аналогичная картина наблюдается и на границе Центрально-Азиатского складчатого пояса с Северо-Китайской платформой. Вопросы сочленения Северо-Китайской платформы с прилежащими к ней с севера геосинклинальными областями подробно освещены в работах А. М. Смирнова (1963), Б. А. Петрушевского (1964) и других, а также в сводке китайских геологов «Основы тектоники Китая» (1962) и в трудах Хуан Бо-циня (1952), Хуан Цзи-циня (1961) и др.

Так же как и Северо-Китайская, Сибирская платформа обрамляется обширной областью развития докембрийских отложений. Эта область разделяется на две неравноценные части. На ее юге в субширотном направлении протягивается узкая полоса выходов докембрийских пород, окаймляющая с севера Ордосскую и Северо-Китайскую синеклизы и известная у китайских геологов под названием «Оси Внутренней Монголии». Эта полоса обычно рассматривается как выступ докембрийского фундамента Северо-Китайской платформы. О докембрийском возрасте фундамента свидетельствуют цифры абсолютного возраста в 1800 млн. лет для гранитов (Ли Пу, 1965). С севера «Ось Внутренней Монголии» обрубается региональным разломом, который обычно принимается за краевой шов, органичивающий Северо-Китайскую платформу. Остальная площадь распространения докембрийских пород, расположенная к северу от «Оси Внутренней Монголии», некоторыми китайскими (Основы тектоники Китая, 1962) и советскими геологами (Смирнов, 1963) описывается в качестве северо-восточного выступа Китайской платформы, сильно переработанного более поздними — палеозойскими и мезозойскими движениями. В нашей литературе отдельные части этой площади выделяются в Хингано-Бурейнский и Ханкайский массивы (Нагибина, 1963; Смирнов, 1963).

Площадь, занятая этим так называемым северо-восточным выступом Китайской платформы, весьма своеобразна. В своей основе она, как показывают данные А. М. Смирнова (1963), Г. С. Гнибиденко (1964), сформировалась в байкальскую эпоху складчатости, т. е. в конце докембрия — начале кембрия, когда возник древний складчатый и консолидированный массив, видимо составлявший единое целое с «Осью Внутренней Монголии». Начиная со среднего палеозоя, с девона (местами с силура), а особенно интенсивно в позднем палеозое массив подвергался переработке под влиянием движений, протекавших в это время в смежных варисских геосинклинальных зонах Монголии. Возникли довольно многочисленные узкие и протяженные регенерированные геосинклинальные прогибы — Гиринский, Яньбанский, Линси и др. (Основы тектоники Китая, 1962), выполненные мощными и местами сложно дислоцированными преимущественно терригенными толщами. Особенно примечательна верхнепалеозойская морская флишеподобная Гиринская формация.

Существует большое сходство в строении и развитии Восточно-Саянского и Хингано-Бурейнского древних складчатых массивов. Они оба причленяются к древним платформам, отделяясь от них выступа-

¹ По современным данным нижние горизонты этих отложений принадлежат венду.

ми фундамента, сформировались примерно в одну и ту же (байкальскую) эпоху складчатости, после консолидации испытали интенсивную геосинклинальную регенерацию. Отличия заключаются в том, что Восточно-Саянский массив был переработан в основном раннекаледонскими (кембрийскими) движениями, тогда как переработка Хингано-Бурейского массива происходила под воздействием варисских (позднепалеозойских) движений. Оба массива являлись ареной интенсивного проявления магматической деятельности, они, и в особенности их края, в обилии насыщены гранитоидными интрузиями, которые нигде не достигают таких грандиозных размеров, какие наблюдаются в пределах этих древних складчатых массивов.

Расчленение площади по возрасту складчатости и характеру тектонического развития. По времени завершающей складчатости, т. е. по времени смены собственно геосинклинального этапа развития орогенным, складчатая область Центральной Азии является гетерогенной. В наиболее общем виде на ее территории выделяются области каледонской и варисской складчатости.

Каледониды обрамляют Восточно-Саянский докембрийский складчатый массив. Наиболее широко они представлены к западу от массива, где к каледонидам относится почти вся Алтае-Саянская область вместе с Монгольским Алтаем, за исключением варисских сооружений Ануэйско-Чуйского прогиба, Талицкого антиклинория, Салаира и Томь-Кольванской зоны. Полоса каледонид, обрамляющая Восточно-Саянский массив с юга, очень узка. Она включает район Больших озер (Озерную зону Амантова и Матросова, 1960), западную и северо-западную части Хангайского нагорья, Южное Прихубсугулье и Джидинский район. Всей этой обширной территории свойственно завершение собственно геосинклинального этапа развития в разные моменты нижнепалеозойского времени, но до начала девонского периода. Девонские и более молодые палеозойские отложения формировались уже в орогенную стадию развития территории, образуя единый и самостоятельный структурный комплекс, отделенный от нижнепалеозойского (каледонского) структурного комплекса крупным несогласием, а часто и значительным перерывом. Этими отложениями выполнены разнообразные наложенные структуры, в том числе такие крупные, как Минусинские впадины или Тувинский прогиб.

Строение большей части территории каледонид, как в целом, так и отдельных их частей, подробно описано в многочисленных работах (Кузнецов, 1954; Унксов, 1958; Зайцев, 1963; Белостоцкий и др. 1959; Мелещенко и др., 1960; Моссаковский, 1963; Кудрявцев, 1965; Зоненшайн, 1963). Поэтому ниже подчеркиваются лишь некоторые характерные особенности строения и развития.

Каледониды разделяются на ранние, или салаириды, испытавшие завершающую складчатость уже в кембрии, и поздние, или собственно каледониды, складчатость в которых закончилась к концу силура. Ранние каледониды непосредственно примыкают к Восточно-Саянскому массиву, включая в себя Кузнецкий Ала-Тау с Горной Шорией и Катуньским антиклинорием, юго-западную часть Восточного Саяна, почти всю Туву, район Больших озер, запад и северо-запад Хангайского нагорья, Южное Прихубсугулье, Джидинский район. Поздние каледониды занимают более внутренние части складчатого пояса. К ним принадлежат складчатые сооружения Западного Саяна, Чулышманского нагорья, Монгольского Алтая, Холзунско-Чуйского антиклинория в Горном Алтае.

Эти две возрастные группы каледонид не менее резко различаются и по тектоническому развитию, запечатленному прежде всего в рядах слагающих их геологических формаций.

Для ранних каледонид характерно широкое развитие кембрийских отложений геосинклинального типа. Среди них преобладают вулканогенные формации: зеленокаменно-вулканогенная, спилито-кератофировая, порфиритовая и находящиеся в ассоциации с ними граувакковая и разнообразные карбонатные формации. В Туве и в некоторых других местах известны верхнекембрийские и ордовикские отложения, залегающие с резким несогласием на нижнем — среднем кембрии. Это несогласие и определяет кембрийский возраст складчатых структур.

Поздние каледониды отличаются длительным и унаследованным развитием на протяжении всего раннего палеозоя. Наиболее характерны для них мощные и однообразные терригенные формации — сланцевая, песчаниковая, флишoidная, которые находятся иногда, особенно в нижних частях формационных рядов, в ассоциации с зеленокаменными сланцевыми формациями. Этот преобладающе терригенный формационный ряд поздних каледонид находится в резком контрасте с вулканогенными зонами ранних каледонид. Более того, как это ранее было показано автором (Зоненшайн, 1963), терригенные поздние Алтае-Саянские каледониды противопоставляются одновозрастным, т. е. поздним же, но вулканогенным каледонидам Центрального Казахстана, принадлежащим тому же складчатому поясу Центральной Азии. Хорошо известно, что в некоторых каледонских зонах Центрального Казахстана (например, в Чингизе) интенсивные вулканические излияния происходили на протяжении всего раннего палеозоя.

Таким образом, можно говорить о существовании среди каледонид двух типов геосинклинальных зон — вулканогенных (ранних и поздних) и терригенных (только поздних)¹. Отдельные геосинклинальные зоны разделяются между собой геоантиклинальными зонами, примерами которых могут являться Джебашская, Куртушибинская, Теректинская и некоторые другие. Геоантиклинальные зоны оформились в виде поднятий уже к середине кембрия и в процессе дальнейшего развития продолжали разрастаться, вовлекая в поднятие и смежные части геосинклинальных зон.

Варисциды занимают значительную часть Центрально-Азиатской складчатой области. К ним относятся складчатые сооружения Центральной, Восточной и Южной Монголии, Восточного Забайкалья, Западной Маньчжурии, севера Внутренней Монголии. Из этих районов варисские сооружения протягиваются на запад в Тянь-Шань, Джунгарию и Северное Прибалхашье.

Складкообразовательные движения во всей рассматриваемой области начались неодновременно, и по времени складчатости среди варисцид также различаются ранние и поздние складчатые зоны. В ранних варисцидах складчатость происходила на границе нижнего и среднего карбона. Средне-верхнекаменноугольные и пермские отложения представлены в них субконтинентальными вулканогенными и обломочными образованиями и залегают в наложенных структурах, т. е. относятся уже к орогенному этапу. Поздние варисциды были охвачены складчатостью либо где-то в середине перми, либо в самом ее конце. Палеозойские орогенные образования в поздних варисцидах сильно редуцированы, и на поздних варисцидах, так же как и на всех более древних складчатых сооружениях, резко несогласно залегают комплексы мезозойских отложений.

В варисцидах Монголии и Забайкалья четко проявлена зональность, совпадающая с отмеченным выше дугообразным расположением складчатых систем. В них наблюдается перемежаемость на площади геосинклинальных и геоантиклинальных зон.

¹ Эти зоны выделяются иногда соответственно в качестве эвгеосинклинальных и миогеосинклинальных. Однако по причинам, обсуждаемым в конце статьи, автор предпочитает не применять термины эв- и миогеосинклиналь к рассматриваемым зонам.

Непосредственно к ранним каледонидам, окаймляющим Восточно-Саянский докембрийский складчатый массив, примыкает Хангай-Хэнтэйская геосинклинальная зона. Она совпадает с полосой развития мощного терригенного комплекса и протягивается от Хайнгайского нагорья в Хэнтэй, далее в Забайкальскую Даурию и в так называемое Агинское поле. Эта полоса разбивается на ряд изометричных или несколько удлиненных остроугольных синклинориев (Хайнгайский, Хэнтэйский, Даурский, Агинский), разделенных поперечными поднятиями.

Хангай-Хэнтэйской геосинклинальной зоне свойственно развитие монотонных терригенных толщ, охватывающих по возрасту вероятно поздний докембрий и почти весь палеозой. Среди них выделяются два комплекса — верхнедокембрийский — нижнепалеозойский и средне-верхнепалеозойский. В составе первого преобладают метаморфизованные песчаники и различные метаморфические сланцы, которые слагают краевые части синклинория и оформились в виде поднятий уже к девону. Верхний комплекс, по-видимому, отделен от нижнего перерывом и представлен однообразными песчано-алевролитовыми осадками, которым подчинены, но обязательно присутствуют туфогенно-эффузивные образования и яшмы. Судя по органическим остаткам, содержащимся в этом комплексе в незначительных количествах, он обнимает по возрасту интервал от девона до нижней перми включительно. Верхняя пермь отделена размывом от нижней перми, но участвует в строении складчатых структур. Средне-верхнепалеозойские отложения выполняют внутреннее, наиболее длительное прогибавшиеся части синклинориев. Выше средне-верхнепалеозойской толщи несогласно залегают раннепалеозойские орогенные образования. Тем самым возраст главной складчатости падает на самый конец палеозоя, т. е. Хангай-Хэнтэйская зона принадлежит к поздним варисцидам.

Южнее Хангай-Хэнтэйской геосинклинальной зоны протягивается Центрально-Монгольская геоантиклинальная зона. Она прослеживается по выходам протерозойских и нижнепалеозойских пород, окаймляющих в виде широкой полосы с юга и юго-востока поле развития терригенных пород Хангай-Хэнтэйской зоны. На значительной площади Центрально-Монгольская геоантиклинальная зона перекрыта мощными мезо-кайнозойскими отложениями, поэтому точные ее конфигурация и соотношения с Хангай-Хэнтэйской зоной неясны. В нее составными частями входят: Баян-Хонгорская зона; Восточно-Монгольское поднятие, выделенное Р. А. Хасиным к юго-востоку от Улан-Батора; Эрень-Дабанский антиклинорий А. Х. Иванова (1959). К северо-востоку эта геоантиклинальная зона переходит в структуры Приаргуньского антиклинория Забайкалья (Нагибина, 1963).

Центрально-Монгольская геоантиклинальная зона в своей основе сложена докембрийскими метаморфическими толщами. Однако широко развиты также нижнепалеозойские образования. Они локализованы главным образом в узких зонах глубинных разломов, примером которых может случить Баян-Хонгорская зона (на южном склоне Хангайского хребта). В пределах Монголии нижнепалеозойские отложения — кембрий, реже ордовик — представлены зеленокаменными вулканогенными, терригенными и карбонатными формациями. В Восточном Забайкалье, в Приаргуньском антиклинории разрез иной. Нижнепалеозойские отложения — это установлено уже давно (Лучицкий, 1954 и др.) — по существу лишены здесь вулканического материала и образованы мощной терригенно-карбонатной серией, состоящей из быстринской, алтачинской и нерчинско-заводской свит. Первая из них содержит кембрийскую фауну. В соответствии с данными А. А. Локермана (1960, 1961) и других алтачинская свита принадлежит к среднему кембрию — ордовику, а нерчинско-заводская свита относится к ордовику — силуру.

Резко несогласно на нижнем палеозое и докембрии располагаются девонские и каменноугольные отложения. В монгольской части геосинклинальной зоны девонские отложения представлены, по данным В. А. Боброва (1959), В. А. Боброва и Е. А. Модзалевской (1964), В. А. Амантова, тонкообломочной сероцветной толщей с подчиненными горизонтами известняков, кремнистых пород и покровами кислых эффузивов. В Восточном Забайкалье, в Приаргунском антиклинории девонские отложения начинаются пестрыми аргиллитами благодатской свиты нижнего — среднего девона, выше которых следуют песчаники, кварциты и известняки живета (Локерман, 1961).

Ориентируясь на резкое несогласие между девоном и подстилающими нижнепалеозойскими отложениями, некоторые исследователи (Тихомиров, 1964; Хасин, Борзаковский, 1966) склонны рассматривать Центрально-Монгольскую геосинклинальную зону и Приаргунский антиклинорий в качестве каледонского складчатого сооружения. Несомненно, что каледонские движения здесь были весьма существенны, но характер формаций девонских отложений, по существу отвечающий тому содержанию, которое вкладывалось Н. П. Херасковым в понятие геосинклинальных орогенных формаций, и достаточно напряженная складчатость позволяют рассматривать эту зону в качестве варисского геосинклинального поднятия (антиклинория). Ранее подобный же вывод был сделан М. С. Нагибиной (1963) для Приаргунского антиклинория.

Нижнекаменноугольные отложения во всей Центрально-Монгольской геосинклинальной зоне представлены морскими и прибрежно-континентальными терригенными толщами, залегающими несогласно на подстилающих породах. Они слагают узкие грабенообразные прогибы и достаточно сильно дислоцированы. Их также можно отнести к классу геосинклинальных орогенных формаций.

Иной по составу комплекс, отделенный от более древних отложений крупным несогласием, образован верхнепалеозойскими отложениями. Они состоят из субаэральных эффузивов смешанного состава и эпиконтинентальных грубообломочных толщ. Верхнепалеозойские отложения выполняют различные наложенные структуры, в том числе такие крупные, как Предхэнтэйский межгорный прогиб. Они формировались уже в орогенную стадию развития территории.

Таким образом, Центрально-Монгольская геосинклинальная зона испытала складчатость перед девоном (в каледонский этап) и превратилась затем в крупную геосинклиналь. В ее пределах в среднем палеозое еще продолжалось в отдельных прогибах осадконакопление, которое завершилось лишь к концу раннего карбона. В позднем палеозое территория вступает в орогенную стадию развития.

Южнее Центрально-Монгольской геосинклинальной зоны появляется новая геосинклинальная зона — Южно-Монгольская. Она занимает более внутренние части варисской складчатой области и широкой дугой опоясывает как описанные варисские элементы, так и области каледонской складчатости Монгольского Алтая. Южно-Монгольская геосинклинальная зона протягивается от Большого Хингана на востоке через южные районы Монголии в Северо-Западный Китай и, видимо, находит свое продолжение в Обь-Зайсанской геосинклинальной зоне Центрального Казахстана.

В пределах Монголии разрез собственно геосинклинального комплекса охватывает интервал от силура (может быть, ордовика) до конца нижнего карбона. В составе комплекса преобладают вулканогенные, в том числе зеленокаменные формации, которые в вертикальном и латеральном направлениях сопровождаются кремнисто-сланцевыми, карбонатными и граувакковыми формациями. Вулканогенные породы встречаются на всех стратиграфических уровнях, причем в большин-

стве своем они представлены подводными лавами основного состава, т. е. такими породами, которые Г. Штилле называет начальными вулканитами. С ними тесно ассоциируются гипербазиты, приуроченные, по-видимому, к двум горизонтам — к верхам силура — низам девона и к нижнему карбону.

Наиболее резкое несогласие фиксируется между нижним карбоном и верхним палеозоем. Складкообразовательные движения происходили, вероятно, либо в самом конце нижнего карбона, либо сразу после нижнего карбона. Южно-Монгольская зона по времени складчатости полностью соответствует западноевропейским варисцидам. По сравнению с Хангай-Хэнтэйской зоной она относится к ранним варисцидам.

Наиболее южная геосинклинальная зона — Чжэси-Эрлянская, как ее называют китайские геологи, или Солонкерская, как она известна на территории Монголии (Хасин, Храпов, 1965), протягивается в северной части Внутренней Монголии, заходя в пределы МНР только на ограниченной площади в южной части страны. Ее западное продолжение, может быть, находится в хребте Богдо-Шань к югу от Джунгарской равнины, где, по данным В. М. Синицына (1957), известны геосинклинальные верхнепалеозойские отложения. От Южно-Монгольской геосинклинальной зоны Чжэси-Эрлянская зона отделена узким геоантиклинальным поднятием, совпадающим со складчатыми сооружениями Нукут-Дабана, Тото-Шаня и Гобийского Тянь-Шаня.

Чжэси-Эрлянская зона изучена еще крайне слабо. По данным китайских геологов (Региональная стратиграфия Китая, 1960; Основы тектоники Китая, 1962), в этой зоне широким развитием пользуются два комплекса отложений. Нижний из них представлен кристаллическими сланцами, метаморфизованными песчаниками, эффузивами, известняками. Он относился ранее либо к докембрию, либо к нижнему палеозою. Однако, по сообщению Сяо Си-чана и Лю Юн-цуня (1962), этот комплекс, судя по результатам спорово-пыльцевого анализа, принадлежит девону и даже верхнему палеозою. Наиболее интересен второй, стратиграфически более молодой комплекс. Он образован метаморфизованными вулканическими породами основного и среднего состава, песчаниками, сланцами и фузулиновыми известняками. Фауна определяет возраст комплекса в интервале от среднего карбона до нижней, может быть верхней перми. Самое примечательное то, что к площадям развития этого комплекса приурочены многочисленные гипербазитовые интрузии, которые по возрасту являются верхнепалеозойскими. Аналогичная картина наблюдается и в МНР. В крайней южной части МНР в районе Солонкера по данным А. А. Кулеш, Ю. А. Борзакковского и Р. А. Хасина (1966), О. Д. Суетенко, Р. А. Хасина и А. А. Храпова (1965), также широко развит отмеченный выше верхнепалеозойский комплекс, включающий гипербазиты.

Чжэси-Эрлянская зона характеризуется бурным развитием геосинклинального процесса в верхнем палеозое. Действительно, в это время происходило накопление мощных толщ начальных вулканитов, формирование гипербазитовых поясов. По возрасту складчатости Чжэси-Эрлянская зона принадлежит к поздним варисцидам, видимо, даже более поздним, чем Хангай-Хэнтэйская зона.

На западе рассматриваемой площади располагается еще одна геосинклинальная зона — Джунгаро-Балхашская. Судя по материалам А. А. Богданова (1965), Н. Г. Марковой (1963), В. Ф. Беспалова (1963), В. Я. Кошкина (1964), Н. И. Филатовой и В. А. Буша (1965), она является поздневарисской терригенной геосинклинальной зоной.

Сравнение варисских геосинклинальных зон между собой показывает, что по характеру формаций выделяются два типа этих зон: вулканогенные, как ранние (Южно-Монгольская зона), так и поздние

(Чжэси-Эрлянская зона), и терригенные, только поздние (Хангай-Хэнтэйская и Джунгаро-Балхашская зоны). Напомним, что аналогичная картина наблюдалась и в каледонидах. Следовательно, разделение геосинклинальной области на вулканогенные и терригенные геосинклинальные зоны представляет собой закономерное явление для Центрально-Азиатского складчатого пояса.

Заканчивая на этом обзор собственно геосинклинальных структур складчатой области Центральной Азии, следует отметить, что в целом по мере движения от Сибирской платформы в глубь геосинклинальной области почти до Китайской платформы наблюдается последовательная, но с неизбежными отклонениями смена древних, докембрийских складчатых сооружений все более молодыми, вплоть до тех, окончание собственно геосинклинального этапа развития которых относится к самому концу палеозоя. В этом проявляется поперечная асимметрия складчатого пояса Центральной Азии, а также определенная направленность геосинклинального процесса от Сибирской платформы в сторону Китайской платформы.

Магматические пояса. В качестве элементов, имеющих самостоятельное структурное значение, выделяются магматические пояса — офиолитовые, гранитоидные и вулканические.

Офиолитовые пояса образованы гипербазитовыми интрузиями вместе с вмещающими их и парагенетически с ними связанными спилито-кератофировыми и кремнистыми толщами. Они локализованы в узких зонах глубинных разломов и, как правило, располагаются по границе крупных структурных элементов, таких, как геоантиклинальные и геосинклинальные зоны или разновозрастные складчатые сооружения. Таким образом, офиолитовые пояса являются пограничными структурами. Несомненно, своими корнями они уходят на большую глубину и тем самым подчеркивают обособленность разделяемых ими структурных элементов. Офиолитовые пояса могут возникать на разных, но преимущественно на ранних стадиях развития геосинклиналей.

Гранитоидные пояса. Гранитоидные интрузии в палеозоидах Центральной Азии распространены крайне неравномерно. Главная их масса группируется в крупные гранитоидные пояса, окаймляющие древние складчатые массивы.

К югу от Сибирской платформы к гранитоидному поясу принадлежит почти непрерывная полоса гранитов, начинающаяся на западе в Восточной Туве и протягивающаяся через Северную Монголию в Забайкалье. Протяженность этого пояса — его можно назвать Южно-Сибирским — составляет не менее 2000 км, ширина варьирует от 50 до 200 км. Он представляет собой гетерогенное образование. В своей западной части, в Восточной Туве и соседних районах Монголии, он ранее был выделен под названием Восточно-Тувинского пояса (Зоненшайн, 1959; Зоненшайн, Кудрявцев, 1960). В его составе здесь отмечаются лишь ниже- и среднепалеозойские гранитоиды. В пределах Монголии гранитоидный пояс находит продолжение в огромных массах гранитоидных пород, развитых по западным и северным склонам Хангайского нагорья. Здесь наряду с нижнепалеозойскими и девонскими широко распространены верхнепалеозойские гранитоиды. В Забайкалье гранитоидный пояс имеет, пожалуй, наиболее эффектное проявление. К нему принадлежит сплошное поле развития гранитоидов бассейнов рек Хилок, Чикой и Ингода, среди которого сохранились лишь обрывки пород кровли. Исследования М. С. Нагибиной (1963), Н. И. Тихомирова (1964) дают твердые основания утверждать, что формирование гранитоидного пояса в Забайкалье было длительным и многофазным. В его строении участвуют ниже-, средне- и верхнепалеозойские гранитоиды, причем отмечается последовательное омоложение

интрузий по мере движения от области байкалид к юго-востоку по направлению к варисской складчатой зоне.

Южно-Сибирский гранитоидный пояс имеет совершенно определенную структурную позицию. Он располагается по краю древнего байкальского складчатого массива, причленяющегося с юга к Сибирской платформе. Гранитоидный пояс отделяет этот массив от более молодых, палеозойских складчатых структур. По всей видимости, Южно-Сибирский гранитоидный пояс представляет собой краевое структурное образование, по которому происходит сопряжение разновозрастных складчатых областей. Думается, что возникновение пояса связано с постоянным притоком тепла с земных глубин по крупной зоне проницаемости, опоясывающей с юга Сибирскую платформу, и отражает общий процесс гранитизации земной коры в процессе геосинклинального развития.

Вероятно, аналогичный гранитоидный пояс (Буреинский) обрамляет и Хингано-Буреинский массив. На восточном и северном краях массива гранитоидные интрузии занимают огромные площади и, по-видимому, сливаются в единый пояс. Не исключена возможность, что в верховьях Амура этот гранитоидный пояс соединяется с Южно-Сибирским.

Вулканические пояса, выделяющиеся в Центральной Азии, во многом сходны с краевыми вулканическими поясами, описанными А. А. Богдановым (1959, 1965) в Казахстане. Наиболее изученный вулканический пояс — Селенгинский — прослеживается по прерывистой полосе развития вулканогенных пород примерно вдоль р. Селенги. Пространственно Селенгинский вулканический пояс располагается внутри Южно-Сибирского гранитоидного пояса. Время его образования, видимо, было длительным: начало формирования падает на конец палеозоя — пермь, т. е. примерно совпадает с окончанием становления гранитоидного пояса, а завершение относится, вероятно, к средней юре. Состав вулканических пород внутри пояса — смешанный, здесь наблюдается тесное переплетение кислых, средних и основных лав, сопровождаемых, как правило, большим количеством пирокластического материала.

Селенгинский вулканический пояс занимает в целом окраинное положение по отношению к областям варисской складчатости, являясь, так же как и гранитоидный пояс, краевым пограничным образованием. В своем развитии он наследует ту же зону проницаемости, в пределах которой формировался гранитоидный пояс. На смену глубинному магматизму пришли поверхностные излияния магмы.

Вулканические пояса, аналогичные Селенгинскому, по-видимому, существуют и в других частях складчатого пояса Центральной Азии, например, судя по данным В. М. Синицына (1957), в районе Турфан-Хамийской впадины, где крупные массы вулканических пород концентрируются вдоль границы областей каледонской и варисской складчатости.

ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ СТРОЕНИЯ И РАЗВИТИЯ ПАЛЕОЗОЙСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА В ПРЕДЕЛАХ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ

Строение палеозойского складчатого пояса в пределах Центральной Азии резко отличается от той классической схемы строения складчатых областей, которая была очерчена во введении к данной статье.

Отмечалось уже, что эта область не сопровождается по краям краевыми прогибами. По границам с платформами располагаются древние складчатые массивы, пронизанные молодыми интрузиями и переработанные более поздними движениями.

В рассматриваемой части пояса не удается выделить сколько-нибудь убедительных аналогов мио- и эвгеосинклинальных зон именно в том виде, в котором они существуют в линейных геосинклинальных областях, т. е. в виде узких, линейных и протяженных зон, следующих по простиранию складчатой системы, разделенных узким же геосинклинальным поднятием и сопряженных с краевым прогибом. Следует заметить, что для многих миогеосинклинальных зон (например, в Аппалачах, большей части Урала, Субальпийской зоне Альп) устанавливается поразительное сходство выполняющих их сложенных с осадками, подстилающими смежные с миогеосинклинальными зонами краевые прогибы, и с платформенными образованиями. Во всяком случае, существуют постепенные переходы в латеральном направлении от платформенных отложений в миогеосинклинальные. Ничего похожего (может быть, за единичными исключениями) в палеозойской складчатой области Центральной Азии нет.

Здесь в Центральной Азии отсутствует какая-нибудь четко выраженная на больших площадях вергентность, нет шарьяжных перекрытий — явлений, столь характерных для линейных геосинклинальных систем. Бесспорно, на сравнительно небольших отрезках складчатых зон может наблюдаться определенная вергентность (например, в Западном Саяне), но она в целом не является характерной и никоим образом не прослеживается на протяжении всего складчатого пояса или на сколько-нибудь значительных его участках. Известно, что вергентности многие исследователи (Г. Штилле, например) придают большое значение, с помощью ее одной предпринимались попытки увязывать в единые системы складчатые сооружения, удаленные друг от друга на значительные расстояния. Складчатой области Центральной Азии свойственны резкие изменения простираний складчатых систем, их виргация и торцовые сочленения часто под прямыми углами. Даже внутренняя структура отдельных зон часто характеризуется крайней сложностью структурного плана. Например, в Хангайском синклинории наблюдаются резкие изменения простирания осей складок под прямыми углами — с северо-западных на северо-восточные, в целом не отвечающие общей субширотной ориентировке зоны. Участки, обладающие одним и тем же простиранием складок, имеют изометричную угловатую форму. Их сочетания на площади придают структуре территории сложный мозаичный характер.

Анализ структурного рисунка с присущими ему торцовыми сочленениями, резкими изменениями простираний складчатых структур приводит к выводу о том, что структура Центрально-Азиатской складчатой области не могла возникнуть в результате действия горизонтального сжатия в направлении, перпендикулярном простиранию складчатости как в зонах типа Альп. Особенности структуры позволяют предполагать, что ее образование связано либо с наложением во времени двух сил, действующих во взаимно перпендикулярных направлениях, либо с одновременным действием пары сил, т. е. со складчатостью сдвига (по терминологии А. В. Пейве, 1960).

Важные отличия складчатой области Центральной Азии от линейных складчатых зон состоят в различиях миграции складкообразовательных движений в пространстве. В линейных зонах складчатость начинается во внутренних их частях, а затем распространяется во внешние и далее в краевую прогиб. В палеозоидах Центральной Азии устанавливаются иные закономерности. В них складчатость мигрирует во времени и пространстве от Сибирской платформы внутрь геосинклинальной области (Белостокский и др., 1959). А. А. Богданов (1959) для территории Урало-Саянской складчатой площади показал присутствие определенных центров консолидации в виде краевых и внутренних древних складчатых массивов, от которых складчатость центростремительно мигрирует во внутренние части этой площади. Более того, даже

в отдельно взятых геосинклинальных прогибах наблюдается последовательное их замыкание и складчатость, начиная с краев, где формируются краевые поднятия, и кончая внутренними частями, которые вовлекаются в складчатость и поднятие часто значительно позже, чем краевые поднятия, и где иногда долго продолжают существовать остаточные геосинклинальные прогибы. Например, в Западном Саяне (Зоненшайн, 1963), если краевые части геосинклинального прогиба испытали складчатость и поднятие уже в начале ордовика, то внутренние части продолжали прогибаться до конца силура и лишь затем подверглись складчатости. Аналогичная картина наблюдается в Хангайском синклинии. Его краевые части уже в девоне существовали в виде поднятий, тогда как внутренние части продолжали испытывать геосинклинальное прогибание до нижней перми включительно.

Вместе с тем следует подчеркнуть, что оба типа складчатых областей — линейные и мозаичные — обладают сходной, иногда даже идентичной направленностью тектонического развития. В них обоих наблюдается смена собственно геосинклинального этапа развития орогенным. Каждый из этих этапов и отдельные их стадии в обоих типах складчатых областей характеризуются примерно одним и тем же набором геологических формаций. Различия между ними проявляются главным образом в строении, в структурных особенностях и в типах структурно-фациальных зон.

В палеозойской складчатой области Центральной Азии зональность имеет другой характер, чем предусмотренный классической схемой. В нем в процессе собственно геосинклинального этапа развития выделяется несколько категорий структурно-фациальных зон, одновременно существующих и различающихся друг от друга типами геологических формаций, магматизмом и структурой. Эти категории оказываются одинаковыми для обеих возрастных групп складчатых сооружений, входящих в состав палеозойской складчатой области Центральной Азии — каледонских и варисских. Основные категории следующие: вулканогенные геосинклинальные зоны, терригенные геосинклинальные зоны, геантиклинальные зоны. Кроме того, обособливаются древние, преимущественно докембрийские (байкальские) складчатые массивы и различные внешние или регенерированные геосинклинальные прогибы. Наконец, в качестве самостоятельных структурных элементов могут рассматриваться описанные выше магматические пояса.

Вулканогенные геосинклинальные зоны характеризуются широким развитием собственно геосинклинальных вулканогенных формаций, таких, как спилитовая, спилито-кератофировая, спилито-диабазовая, кератофировая, андезитовая (порфирировая). С вулканогенными формациями тесно ассоциируются кремнисто-сланцевая, яшмовая, граувакковая и карбонатные формации. Внедрение интрузий происходило неоднократно в процессе развития этих зон и во время их замыкания. Интрузии представлены дифференцированным рядом, образованным гипербазитовой, габбро-перидотитовой, плагиогранит-гранодиоритовой формациями. Вулканогенные геосинклинали прослеживаются в виде линейных или изометричных зон и часто представляют собой узкие трогои.

Длительность развития вулканогенных зон может быть различной; по времени завершающей складчатости выделяются ранние и поздние зоны, причем ранние зоны выступают в дальнейшем в виде поднятий по отношению к более поздним зонам, как вулканогенным, так и терригенным.

Терригенные геосинклинальные зоны отличаются развитием мощных и однообразных песчано-алевролитовых толщ из группы внутригеосинклинальных терригенных формаций: сланцевой, песча-

никовой, флишоидной, терригенно-карбонатной. Примечателен автохтонный характер этих формаций, обилие в них мелководных и прибрежных фаций. Привнос обломочного материала осуществлялся обычно с краевых или внутренних поднятий, ограничивающих отдельные геосинклинальные прогибы. Вулканические излияния обязательны, но играют резко подчиненную роль. Они более многочисленны в низах терригенного формационного ряда, где представлены зеленокаменными основными лавами, с которыми ассоциируются кремнисто-сланцевые образования. На более высоких уровнях вулканические породы встречаются в виде небольших покровов, излившихся под водой. Эти покровы, как правило, сопровождаются немногочисленными, но характерными для терригенных геосинклиналей пластами яшм и яшмокварцитов. Интрузии довольно сильно насыщают терригенные зоны. Их внедрение происходило в момент сразу после замыкания геосинклиналей, они представлены слабо дифференцированными гранитоидами.

Терригенные геосинклинальные зоны выступают обычно в виде системы ячей (синклинориев), ограниченных и разделенных краевыми и внутренними поднятиями. Характерна длительность, унаследованность и часто непрерывность прогибания. Терригенные зоны являются обычно относительно поздними по времени завершающей складчатости, но начинают они развиваться одновременно с вулканогенными зонами. В них присутствуют два комплекса отложений, которые могут быть и могут не быть отделены перерывом друг от друга. Иногда нижний комплекс образован более древней вулканогенной зоной. Во всех случаях верхний комплекс представлен терригенными формациями. Оба комплекса дислоцированы всегда в едином структурном плане, какие-либо резкие структурные несогласия между ними отсутствуют. Образования нижнего комплекса, часто вместе с более древними метаморфическими образованиями докембрия, выступают в краевых и внутренних поднятиях. Терригенным геосинклинальным зонам свойствен длительный процесс замыкания и складчатости, мигрировавший от краев геосинклинальных прогибов к их центру.

Следует обратить внимание еще на одну особенность терригенных геосинклинальных зон, которая четко проявлена в областях варисской складчатости, например в Хангай-Хэнтэйской и Джунгаро-Балхашской зонах. Они по краям обрамляются полями развития эпиконтинентальных эффузивных толщ смешанного состава. Эти толщи синхронны терригенным образованиям геосинклинальных зон. Более того, эффузивные толщи включают в себя многочисленные гранитные интрузии. Как показала исследования В. Г. Трифонова (1965) для Джунгаро-Балхашской зоны и И. Б. Филипповой для Хангай-Хэнтэйской зоны, значительная часть терригенных пород геосинклинальных зон образовалась за счет размыва вулканогенных толщ и гранитных интрузий, выходящих по краям этих зон. Думается, что такая парагенетическая ассоциация терригенных и магматических образований не является случайной.

Геоантиклинальные зоны разделяют геосинклинальные и как структуры пограничные несут на себе черты смежных зон. В их ядрах, как правило, обнажаются докембрийские породы. Очень характерны кембрийские, иногда более поздние офиолитовые пояса, которые отделяют геоантиклинальные зоны от смежных геосинклинальных зон. Отложения, соответствующие выполнению смежных геосинклиналей, на геоантиклиналях представлены геоантиклинальными орогенными формациями, отличающимися от геосинклинальных сокращенными мощностями, присутствием грубообломочных фаций, наземных эффузивных толщ. Они локализованы в разобренных наложенных грабен-синклиналях, наложенных мульдах или шовных прогибах. Принадлежность геоантиклинальных зон к складчатым сооружениям того или иного возраста определяется, с одной стороны, возрастом геоантиклинальных оро-

генных формаций, а с другой — появлением орогенных формаций, одинаковых как для данной геосинклинали, так и для смежных геосинклинальных зон, хотя, очевидно, при этом могут возникать и значительные затруднения. В складчатых сооружениях более молодого возраста в качестве геосинклинальных зон выступают и более древние геосинклинальные зоны. В местах соприкосновения складчатых систем с древними массивами геосинклинальные зоны могут постепенно сливаться с ними и в этом случае граница будет расплывчатой. Геосинклинальные зоны часто насыщены интрузиями, представленными преимущественно нормальными гранитами.

Характеристика древних складчатых массивов была дана выше.

Особую категорию тектонических структур составляют внешние или регенерированные геосинклинальные прогибы, выделенные в Алтае-Саянской области в коллективной работе И. И. Белостоцкого и др. (1959)¹. Они сопровождают геосинклинальные зоны и возникают на молодом, недавно консолидированном складчатом сооружении либо в пределах древних складчатых массивов или геосинклинальных зон под воздействием движений, происходящих в смежной, еще незамкнувшейся геосинклинальной зоне. Во внешних геосинклинальных прогибах наблюдается перемежаемость формаций, с одной стороны, близких формациям внутренних геосинклиналей, а с другой — геосинклинального или орогенного типа. Интрузивная деятельность сильно ослаблена, но носит тот же характер, что и в материнских геосинклиналях. Внешние геосинклинальные прогибы являются наложенными образованиями, располагаются с несогласием на более древних складчатых структурах, но сами они часто наследуются межгорными прогибами и впадинами орогенного этапа. Время их заложения может быть различным, замыкание происходит не позднее замыкания внутренней геосинклинали.

Некоторые примеры внешних геосинклинальных прогибов уже приводились, когда описывался процесс регенерации древних складчатых массивов. Это кембрийские Манский, Сархойский и Прихубсугульский прогибы внутри Восточно-Саянского массива; позднепалеозойские Гиринский и другие прогибы внутри Хингано-Буреинского массива. Многие примеры подобных прогибов описаны в упомянутой работе И. И. Белостоцкого и др. (1959).

* * *

Как вулканогенные, так и терригенные геосинклинали являются сильно подвижными зонами, хотя, несомненно, вулканогенные геосинклинали обладают большей степенью подвижности, поскольку в них в виде вулканических излияний находят больше отражение глубинные процессы. Обе эти категории отвечают той характеристике, которая обычно вкладывается в понятие эвгеосинклиналей. Для вулканогенных геосинклиналей это само собой разумеется. Что касается терригенных геосинклиналей, то они безусловно менее магматичны, чем вулканогенные. Но в них тем не менее обязательно присутствуют вулканические породы, причем они представлены подводными излияниями основного состава, претерпевшими зеленокаменное перерождение. Примечательны кремнистые породы, в частности яшмы. Наконец, терригенным геосинклиналям в равной, если даже не в большей степени, чем вулканогенным, свойственны гранитные интрузии, образующие крупные, часто батолитообразные массивы. Как известно, классическим миогeosинклинальным зонам, протягивающимся по границе с краевыми прогибами, интрузивный гранитный магматизм противопоказан. В то же время, видимо, возможно

¹ Те же структурные образования В. С. Мелешенко и др. (1961) описываются под названием пригеосинклинальных прогибов.

применение терминов мио- и эвгеосинклиналь к терригенным и вулканогенным геосинклиналям, если обозначать первые как миогеосинклинали, а вторые как эвгеосинклинали. По существу, таким образом поступает А. А. Богданов (1965) при анализе складчатых сооружений Центрального Казахстана. Но в этом случае необходимо не только расширять понятия мио- и эвгеосинклиналей, но и вкладывать в них новое содержание.

Разделение геосинклинальных областей в процессе собственно геосинклинального этапа развития на терригенные и вулканогенные геосинклинальные зоны, сопряженные с ними геоантиклинальные зоны, древние складчатые массивы, внешние или регенерированные геосинклинальные прогибы представляют собой общую закономерность, свойственную весьма мозаичной палеозойской складчатой области Центральной Азии. Те же категории существуют, по-видимому, и в других палеозойских складчатых сооружениях, например в варисцидах Средней Европы. Однако этот вопрос заслуживает специального детального рассмотрения, выходящего за рамки данной статьи.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Одновременно существуют и развиваются две группы геосинклинальных областей: 1) сравнительно узкие линейные системы с присутствующими им эв- и миогеосинклинальными зонами, краевыми прогибами и четко выраженной вергентностью и 2) обширные мозаичные геосинклинальные площади со свойственными им вулканогенными и терригенными геосинклиналями, внешними геосинклинальными прогибами, древними складчатыми массивами, гранитоидными поясами, с отсутствием или слабым проявлением вергентности. Для тех и других устанавливаются в целом примерно одни и те же закономерности развития (разделение на определенные этапы развития, например собственно геосинклинальный и орогенный), одни и те же типы геологических формаций, но выявляются существенные различия в строении.

Трудно найти сейчас удовлетворительное объяснение этим различиям. Может быть, следует обратить внимание на то, что линейные системы являются новообразованными, часто «наложенными» в виде узких борозд на более древнее основание, тогда как мозаичные площади характеризуются длительным и унаследованным геосинклинальным развитием, начиная по крайней мере с позднекембрийского времени. В этой связи интересно сравнение палеозойской линейной системы Урала с одновозрастной мозаичной площадью Центральной Азии. А. С. Перфильев и Н. П. Херасков (1964) показали, что варисский геосинклинальный комплекс Урала — Уралиды — заложился в ордовике на позднебайкальском складчатом комплексе — доуралидах, причем как указывают названные исследователи, местами тектонические структуры Уралид оказываются резко наложенными на доуралиды. Отметим кстати, что подобные несоответствия и наложенность на более древнее основание еще в большей степени проявлены в Альпийском складчатом поясе, который, по данным некоторых геологов (Штёклин, 1966, и др.), заложился местами на консолидированном складчатом основании. Вместе с тем в мозаичных палеозоидах Центральной Азии устанавливается почти полное структурное соответствие между областями разновозрастной складчатости — байкальскими, каледонскими и варисскими (наложенные впадины орогенного этапа здесь не имеются в виду). Лишь в частных случаях в основании регенерированных, внешних геосинклинальных прогибов такой структурной согласованности иногда не обнаруживается. Палеозоидам Центральной Азии свойственно последовательное и неуклонное затухание геосинклинального процесса с по-

степенной консолидацией всей этой области, начиная с позднедокембрийского времени в древних массивах, которые являлись центрами консолидации, и кончая позднепалеозойскими геосинклиналями. Не случайно в связи с этим столь сложными оказываются соотношения между областями разновозрастной складчатости и столь трудным является проведение точных границ между этими областями, особенно когда необходимо определить принадлежность к той или иной области складчатости геосинклинальных или иных поднятий.

Существует, по-видимому, еще одно важное отличие между линейными и мозаичными областями. Внешне оно проявляется в том, что линейные зоны, как это неоднократно подчеркивалось, обладают отчетливой вергентностью, ориентированной поперечно простиранию этих зон, а в мозаичных областях она отсутствует или проявлена локально и в незначительной степени. Очевидно, линейные зоны подвергались интенсивному поперечному сжатию, тогда как в мозаичных областях, судя по очертаниям глыб, действовали разнонаправленные тектонические усилия, ориентированные часто под косым углом к простиранию складчатых зон.

Что касается закономерностей пространственного размещения отдельных типов тектонических зон внутри мозаичных областей, то они также могут быть очерчены лишь приближенно. Намечается, что терригенные геосинклинальные зоны по отношению к разновозрастным вулканогенным зонам располагаются во внешних, приближенных к центрам консолидации — платформам или древним складчатым массивам — участках геосинклинальной области. Так, система каледонских терригенных геосинклинальных зон Западного Саяна и Горного Алтая по отношению к разновозрастным с ними вулканогенным каледонидам Центрального Казахстана занимает внешние части площади, примыкающие к Сибирской платформе и обрамляющему ее Восточно-Саянскому массиву. Терригенные геосинклинальные зоны варисцид — Хангай-Хэнтэйская и Джунгаро-Балхашская — находятся: первая из них вблизи Восточно-Саянского массива и окаймляющих его ранних каледонид, вторая примыкает к каледонскому складчатому массиву Центрального Казахстана. Варисские вулканогенные геосинклинальные зоны занимают либо внутренние части пояса, удаленные от центров консолидации (Южно-Монгольская зона), либо края его (Чжэси-Эрлянская зона), но также удаленные от центров консолидации.

Основу различий природы вулканогенных и терригенных геосинклиналей составляет, несомненно, различия в строении глубинных частей коры. Определенное представление о них можно составить из сравнения магматической деятельности в обоих типах структур.

Выше отмечалось, что для терригенных геосинклинальных зон характерна ассоциация с накоплением мощных толщ эффузивов кислого и смешанного состава и внедрением больших масс гранитных интрузий по краям этих зон. Сами зоны также сильно насыщены гранитными интрузиями, внедрившимися сразу после замыкания геосинклинальных прогибов. Какие-либо интрузии, более основные, чем гранодиоритовые, отсутствуют. Располагающиеся по краям терригенных зон гипербазитовые пояса принадлежат всегда этапу, предшествующему развитию терригенной геосинклинали. Преобладающий кислый состав магматических образований придает терригенным зонам «салический» облик. Добавим, что терригенные геосинклинали являются сравнительно поздними. Они развиваются на месте ранее существовавших геосинклинальных зон, причем как терригенных, так и вулканогенных. В одних случаях (Западный Саян) они полностью наследуют этот предшествующий этап, в других (Хангай-Хэнтэйская зона) отделены от него перерывом. Но в обоих случаях развитию терригенной геосинклинали предшествовала какая-то тектоническая активность, которая, несомненно, приводит

да к определенной консолидации территории. Все это позволяет полагать, что терригенные геосинклинали возникали, вероятно, на консолидированной континентальной коре.

Вулканогенным геосинклинальным зонам свойствен интенсивный начальный вулканизм преимущественно основного состава. Интрузивный магматизм представлен на ранних стадиях ультраосновными и основными породами, которые лишь на более поздних стадиях сменяются гранитами. Вулканогенные зоны в отличие от терригенных имеют «мафический» облик. Их связь с глубокими частями земной коры, отвечающими базальтовому слою, вряд ли может вызывать сомнения. По всей вероятности, эти зоны либо глубокими расколами были связаны с базальтовым слоем, либо закладывались непосредственно на коре океанического типа.

Таким образом, разделение на вулканогенные и терригенные геосинклинальные зоны отражает скорее всего первичную неоднородность субстрата, состоявшего, вероятно, из отдельных крупных блоков коры континентального и океанического типа. Эта первичная неоднородность проявилась в дальнейшем в мозаичном строении складчатых областей.

Литература

- Амантов В. А., Матросов П. С. Тектоническое районирование Монгольской Народной Республики. В сб. «Стратиграфия и тектоника Саяно-Алтайской складчатой области». Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., вып. 56, 1960.
- Белостоцкий И. И., Зоненшайн Л. П., Красильников Б. Н. и др. Тектоническое районирование и закономерности формирования Алтае-Саянской складчатой области. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы, отд. геол., т. 34, № 6, 1959.
- Беспалов В. Ф. Тектоника рифейской складчатой дуги Восточного Казахстана. В кн. «Складчатые области Евразии». Изд-во АН СССР, 1963.
- Богданов А. А. Основные закономерности строения Урало-Саянской складчатой площади. Вестн. МГУ, № 2, 1958.
- Богданов А. А. Основные черты палеозойской структуры Центрального Казахстана. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы, отд. геол., № 1, 1959.
- Богданов А. А. Тектоническое районирование палеозойского Центрального Казахстана и Северного Тянь-Шаня. Статьи 1 и 2. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы, отд. геол., т. 40, № 5 и 6, 1965.
- Богданов А. А., Муратов М. В., Ханн В. Е. Об основных структурных элементах земной коры. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы, отд. геол., т. 38, № 3, 1963.
- Бобров В. А., Модзалевская Е. А. Новые данные о среднем девоне Восточной Монголии. Докл. АН СССР, т. 159, № 4, 1964.
- Бубнов С. Н. Основные проблемы геологии. Изд-во МГУ, 1960.
- Гнибиденко Г. С. К тектонике Ханкайского срединного массива. В сб. «Материалы по тектонике и петрологии Тихоокеанского рудного пояса». Изд-во «Наука», 1964.
- Зайцев Н. С. Особенности тектонического строения Саяно-Алтайской складчатой области. В кн. «Складчатые области Евразии». Изд-во АН СССР, 1963.
- Зоненшайн Л. П. О сочленении Восточно-Саянского докембрийского складчатого массива с Алтае-Саянской палеозойской геосинклинальной областью. В сб. «Материалы по региональной геологии». Тр. ВАГТ, вып. 5, 1959.
- Зоненшайн Л. П. Тектоника Западного Саяна. Госгеолтехиздат, 1963.
- Зоненшайн Л. П., Кудрявцев Г. А. Место главнейших типов гранитоидных интрузий в тектонической структуре Саяно-Тувинской горной области. В сб. «Каледонская орогенция». Докл. сов. геол. на XXI сесс. междунар. геол. конгр., ч. XIX. Изд-во АН СССР, 1960.
- Иванов А. Х. Тектоника. В кн. «Геологическое строение Монгольской Народной Республики». Госгостехиздат, 1959.
- Козеренко В. Н. Геологическое строение юго-восточной части Восточного Забайкалья. Изд. Львовск. ун-та, 1956.
- Косыгин Ю. А. и др. Основные структурные элементы Сибирской платформы в позднем докембрии. Геология и геофизика, № 10, 1962.
- Кошкин В. Я. Девонские отложения Северного Прибалхашья и Предчингизья. В сб. «Материалы по геол. и полезн. ископ. Казахстана», вып. 1 (26). Изд-во «Недра», 1964.
- Красильников Б. Н. Доорогенное развитие структуры Саяно-Алтайской области. Изд-во «Наука», 1966.
- Кудрявцев Г. А. Основные черты тектоники Тувы. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы, отд. геол., т. 40, № 2, 1965.
- Кузнецов В. А. Тектоническое районирование Алтае-Саянской складчатой области. В сб. «Вопросы геологии Азии», т. 1. Изд-во АН СССР, 1954.

- Кэй М. Геосинклинали Северной Америки. Изд-во иностр. лит., 1955.
- Ли Пу. Определение абсолютного возраста пегматитов и гранитов по слюдам калий-аргоновым методом в районах Внутренней Монголии и Нанлина (КНР). Изв. АН СССР. Сер. геол., № 4, 1965.
- Локерман А. А. Основные черты геологии Приаргунья. Автореф. дисс. Львов, 1960.
- Локерман А. А. и др. Стратиграфия нижнепалеозойских отложений Восточного Забайкалья. В сб. «Совещание по разработке стратиграфических схем Забайкалья». Тез. докл. 1961.
- Луничкий И. В. Геологическое строение низовий и среднего течения р. Онон. В кн. «Очерки по геологии Сибири», вып. 17. Госгеолтехиздат, 1954.
- Маркова Н. Г. Закономерности размещения разновозрастных складчатых зон. В кн. «Складчатые области Евразии». Изд-во АН СССР, 1963.
- Мелешенко В. С. и др. Тектоническое районирование Саяно-Алтайской складчатой области. Тр. ВСЕГЕИ, вып. 32, 1960.
- Мелешенко В. С., Янова Э. Н., Казаков И. Н. О пригеосинклинальных прогибах. Геология и геофизика, № 8, 1961.
- Моссаковский А. А. Тектоническое развитие Минусинских межгорных впадин и их горного обрамления в докембрии и палеозое. Госгеолтехиздат, 1963.
- Муратов М. В. Основные типы геосинклинальных прогибов Альпийской складчатой области. Докл. АН СССР, т. 147, № 5, 1962.
- Муратов М. В. Складчатые геосинклинальные пояса Евразии. Геотектоника, № 6, 1965.
- Нагибина М. С. Тектоника и магматизм Монголо-Охотского пояса. Изд-во АН СССР, 1963.
- Обручев С. В. и др. Основные черты докембрийской и нижнепалеозойской истории развития главных структурных элементов юго-восточной части Восточного Саяна. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 3, 1965.
- Основы тектоники Китая. Госгеолтехиздат, 1962.
- Пейве А. В. Разломы и их роль в строении и развитии земной коры. В сб. «Структура земной коры и деформация пород». Докл. сов. геол. на XXI сесс. Междунар. геол. конгр., ч. XVIII. Изд-во АН СССР, 1960.
- Перфильев А. С., Херасков Н. П. Урал. В кн. «Тектоника Европы». «Наука», 1964.
- Петрушевский Б. А. Вопросы геологической истории и тектоники Восточной Азии. «Наука», 1964.
- Региональная стратиграфия Китая. Изд-во иностр. лит., 1960.
- Синицын В. М. Турфан-Хамийская впадина и Гашуньская Гоби. Изд-во АН СССР, 1957.
- Синицын В. М. Центральная Азия. Географиздат, 1959.
- Смирнов А. М. Сочленение Китайской платформы с Тихоокеанским складчатым поясом. Изд-во АН СССР, 1963.
- Сяо Си-чан, Ли Юн-цюань. Некоторые новые соображения о геологии Внутренней Монголии. Acta geol. Sinica, v. 42, № 4, 1962.
- Тектоника Евразии. Изд-во «Наука», 1966.
- Тихомиров Н. И. и др. Интрузивные комплексы Забайкалья. Изд-во «Недра», 1964.
- Унксов В. А. Алтае-Саянская область. В кн. «Геологическое строение СССР», т. III. Госгеолтехиздат, 1958.
- Филатова Н. И., Буш В. А. Герцинские геосинклинальные структуры Джунгарского Ала-Тау. Геотектоника, № 3, 1965.
- Хаин В. Е. Складчатые сооружения и основные элементы их строения. Изв. высш. учебн. завед. Сер. Геология и разведка, № 1, 1964.
- Хаин В. Е., Шейнманн Ю. М. Сто лет учения о геосинклиналях. Сов. геология, № 11, 1960.
- Хасин Р. А., Борзаковский Ю. А. Структурные и металлогенические особенности Центральной и Восточной Монголии. Сов. геология, № 12, 1966.
- Хасин Р. А., Храпов А. А. О гипербазитовых поясах Южной Монголии. Докл. АН СССР, т. 165, № 4, 1965.
- Хуан Цзи-цинъ. Основные черты тектоники Китая. Сов. геология, № 9, 1961.
- Хуан Бо-цинъ (Хуан Цзи-цинъ). Основные черты тектонического строения Китая. Изд-во иностр. лит., 1952.
- Ху Бинь, Ван Цзинь-бинь, Гао Чжэнь-цзя. Некоторые вопросы геотектоники Синьцзяна. Acta geol. Sinica, v. 44, № 2, 1964.
- Штилле Г. Введение в строение Америки (1940). Избр. труды. Изд-во «Мир», 1964.
- Штёклин Д. Ж. Тектоника Ирана. Геотектоника, № 1, 1966.
- Яншин А. Л. Тектоническое строение Евразии. Геотектоника, № 5, 1965.
- Chang Wen You. On the development of Chinese Craton. Sci. rec., new ser., v. 11, No 7, 1958.
- Kober L. Der Bau der Erde. Berlin, 1928.
- Kraus E. Das Orogen. Begriff, Bildungsweise und Erscheinungsformen. Rep. 21 ses. Intern. Geol. Congr., Pt XVIII. Copenhagen, 1960.

**TECTONICS OF THE CENTRAL ASIA OROGENIC BELT
(ON THE STRUCTURAL PATTERNS OF GEOSYNCLINAL AREAS)**

The Central Asia orogenic belt occurs between the Siberian platform to the north and the North-China and Tarim platforms to the south. It has been formed during different periods of Paleozoic. Its structure differs greatly from the classic structural pattern of orogenic areas, which was drawn from the study of linear orogenic systems, such as Alpine, Appalachian, and Uralian. Contrary to these, the Central Asia orogenic belt is remarkably mosaic, inpersistent along the entire belt of vergency, has no marginal troughs along its boundaries with the platforms, and is characterised by migration of orogenic movements from the margins to the internal areas of the belt. Typical eugeosynclinal and miogeosynclinal zones were found impossible to distinguish within them. Here, one can single out volcanic geosynclinal zones, terrigenous geosynclinal zones, and geanticlinal zones between them. Widespread initial magmatite is typical of volcanic geosynclinal zones of a «mafic» outlook. Terrigenous geosynclinal zones are featured by thick terrigene sediments. Magmatite also occurs locally within them, being quite subordinate. Syntectonic granitoids are, however, well developed within these geosynclinal zones. Geanticlinal zones bear some resemblance to the adjoining zones. Pre-Cambrian formations generally crop out in their cores. Ancient orogenic massifs of long duration are distinguished into a separate group, these are located along the boundaries between the orogenic belt and the platforms. These massifs had been formed principally at the end of Pre-Cambrian and have served as consolidation centres since then. During Paleozoic orogenic episodes they were repeatedly regenerated. Belts of igneous rocks, such as granitoid (South-Siberian belt), volcanic and ophiolitic, are regarded as independent structural units.

A conclusion is drawn that two groups exist in geosynclinal areas: linear and mosaic. Differences between them may be explained by differences in their initial stages.

Research Laboratory for Investigation
of Foreign Geology

УДК 551.24(575.4)

Н. К. БУЛИН**ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ТЕРРИТОРИИ ТУРКМЕНИИ
ПО ДАННЫМ СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ**

В предлагаемой статье дается трактовка глубинной структуры Туркмении по данным региональных сейсмологических исследований, проводившихся в 1956—1961 гг. институтом ВСЕГЕИ в содружестве с территориальными геологическими организациями. Некоторые результаты вышеуказанных работ, касающиеся строения земной коры по данным обменных преломленных волн землетрясений, опубликованы (Булин, Сытин, 1960; Бубнова и др., 1964; Булин, 1963, 1964_{1,2}, 1965 и др.). В настоящей работе приводятся в основном новые данные, полученные в результате дополнительной интерпретации сейсмологических материалов, а также анализа материалов глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ) и других геолого-геофизических исследований.

ХАРАКТЕРИСТИКА ГЛУБИННЫХ СЕЙСМИЧЕСКИХ ГРАНИЦ

В разрезе земной коры Туркмении установлено более десяти границ раздела, на уровне которых при землетрясениях образуются довольно интенсивные обменные сейсмические волны. Большинство из них в пределах погрешности определений совпадает по глубине с опорными преломляющими и отражающими горизонтами, установленными по данным ГСЗ, а также методами МОВ и КМПВ. Около половины выделенных сейсмических границ располагается внутри осадочного чехла, причем лучше всего из них прослеживаются горизонты, приуроченные к нижнемеловым и верхнеюрским отложениям.

Геологическая природа границ, выделяемых по данным обменных волн в верхних и более глубоких горизонтах коры, представляется различной. Верхние границы, расположенные в интервале глубин 1—4 км, в большинстве случаев совпадают с границами между литолого-стратиграфическими комплексами пород. Примером могут служить сейсмические границы, приуроченные к поверхности бухарских слоев нижнего палеогена и к поверхности альбских отложений. По крайней мере один из выделенных сейсмических горизонтов относится к типу структурных, поскольку он совпадает с поверхностью дорэтского складчатого фундамента. Наконец, часть выделенных горизонтов (из числа границ, расположенных на глубинах 10—50 км), по-видимому, можно отнести к типу новообразованных или наложенных, возникших за счет регионального ультраметаморфизма или других глубинных процессов.

Наиболее устойчиво прослеживаются три сейсмические границы. Г о р и з о н т А, глубина залегания от 4 до 20 км. Эта граница совпадает

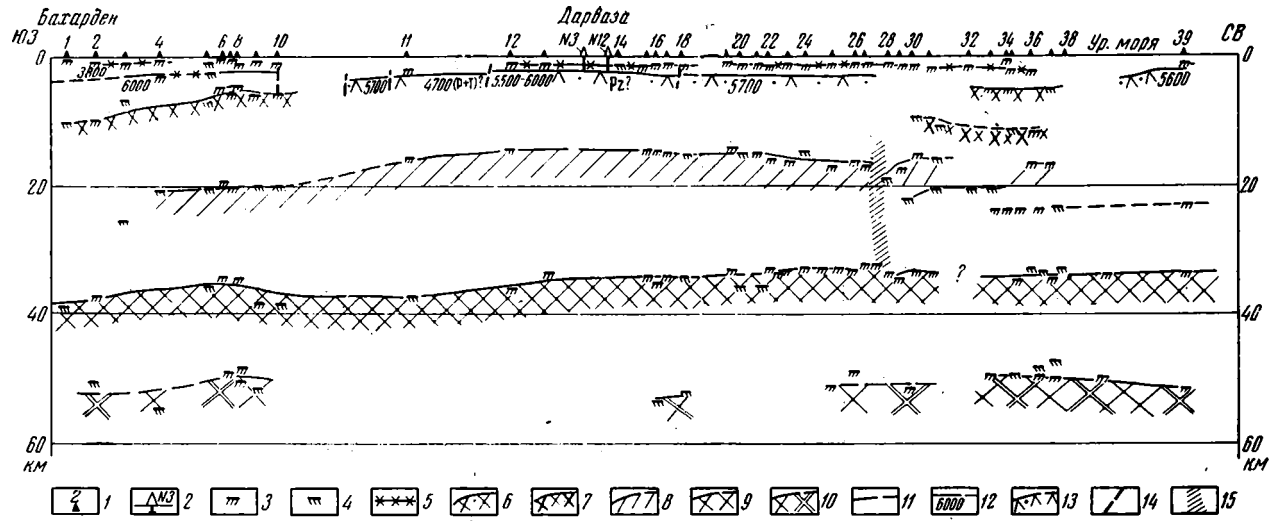


Рис. 1. Геолого-геофизический разрез Бахарден — Шуманай, I—I (местоположение см. рис. 2)

1— положение и порядковый номер пункта сейсмических наблюдений; 2— глубокие скважины; 3— отметки глубины залегания преломляющих границ (границ обмена), установленные по достоверным материалам; 4— то же, по менее надежным материалам; 5 по 11— границы обмена; 5— горизонты в толще мезозойско-кайнозойских отложений, 6— горизонт А, 7— горизонт А₁ в «гранито-метаморфическом» слое, 8— горизонт Б (граница Конрада), 9— горизонт М (поверхность Мохоровичича), 10— горизонт М₁ в верхней мантии, 11— прочие горизонты; 12— преломляющие горизонты, построенные по данным сейсморазведки КМПВ, и соответствующие им граничные скорости распространения продольных волн (V_p), м/сек (по материалам Д. П. Касаткина, В. А. Спишкина, А. М. Сунгурова, Д. М. Мильштейна и др.); 13— преломляющий горизонт, отождествляемый с поверхностью дорэтского складчатого фундамента; 14— разрывные нарушения, предполагаемые по данным сейсморазведки КМПВ; 15— то же, по сейсмологическим данным

с опорным преломляющим горизонтом с граничной скоростью продольных волн $V_r = 6,0—6,7$ км/сек. Глубина горизонта А соответствует глубине залегания верхних кромок намагнитченных тел, относящихся к нижнему «магнитному горизонту», который в большинстве районов Туркмении располагается внутри «гранитно-метаморфического» слоя. В центральной части района (Серный Завод) горизонт А находится на 2—3 км глубже поверхности вскрытого скважинами складчатого фундамента, сложенного различными кристаллическими породами, в основном гранитами и гранодиоритами. На основании приведенных данных и материалов других геолого-геофизических исследований можно предположить, что рассматриваемая граница соответствует поверхности толщи глубоко метаморфизованных, кристаллических пород, резко отличающихся по упругим свойствам от вышележащих менее метаморфизованных образований.

Горизонт Б (глубина залегания 12—28 км) отождествляется с поверхностью Конрада. Такая трактовка рассматриваемой границы основана на сопоставлении данных обменных волн и ГСЗ. Согласно ГСЗ, этот горизонт характеризуется граничной скоростью $V_r = 6,8—7,5$ км/сек.

Горизонт М (глубина залегания 32—52 км) или поверхность Мохоровичича (поверхность подкоркового слоя). Эта сейсмическая граница характеризуется значениями граничной скорости $V_r = 7,7—8,3$ км/сек.

Помимо горизонтов земной коры, установлен ряд границ, расположенных в верхней части мантии. Самая уверенная из них, лежащая на 15—20 км ниже поверхности Мохоровичича, носит название границы M_1 (рис. 1). Характер прослеживаемости этого горизонта в разных участках различен. Наиболее устойчиво граница M_1 прослеживается на участках интенсивных проявлений альпийских тектонических движений. Это позволяет предположить, что тектонически активным областям соответствует более высокая степень дифференциации верхней части мантии по упругим свойствам по сравнению с относительно устойчивыми зонами (Булин, 1963).

ХАРАКТЕРИСТИКА МОЩНОСТЕЙ ОТДЕЛЬНЫХ ТОЛЩ ЗЕМНОЙ КОРЫ

«Гранитно-метаморфический» слой. В состав этого слоя нами включается участок коры, расположенный между поверхностью дорэтского складчатого фундамента и границей Конрада.

В пределах исследованной части Туркмении значения мощности «гранитно-метаморфического» слоя колеблются от 10 до 25 км (рис. 2). Участки минимальной мощности 10—14 км располагаются в основном в центре района. Зоны максимальных значений (15—28 км) занимают большие пространства Юго-Восточной и Северо-Западной Туркмении, а также локализируются на северо-востоке описываемого региона, в районе нижнего течения Аму-Дарьи. На большей части территории мощность «гранитно-метаморфического» слоя меняется плавно. Однако имеются участки, в пределах которых величина горизонтального градиента изменения мощности характеризуется значениями 0,1—0,15 км на один километр. Такие зоны установлены вдоль среднего и нижнего течения Аму-Дарьи, а также в районе 38° северной широты. Резкое увеличение мощности «гранитно-метаморфического» слоя, фиксируемое в пределах указанных зон, по-видимому, происходит за счет средне-нижнепалеозойских (?) отложений, накапливавшихся в период геосинклинального развития рассматриваемой территории. Отметим, что в районе Султан-уиздага и прилегающих к нему возвышенностей Куба-тау и Джимур-тау

мощность образований нижнего и среднего палеозоя, по геологическим наблюдениям, превышает 8—10 км (Годин и др., 1958).

Рассматриваемая схема мощностей имеет определенное сходство со схемой рельефа поверхности Конрада. Сходство этих схем заключается в том, что всем участкам сокращенной мощности «гранитно-метаморфического» слоя по местоположению отвечают участки приподнятого

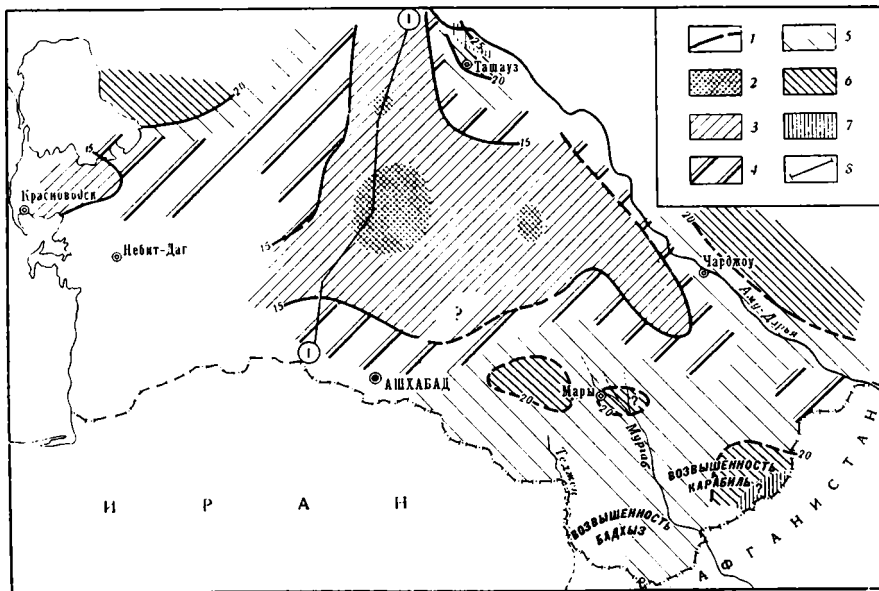


Рис. 2. Схема распределения мощностей «гранитно-метаморфического» слоя земной коры на территории Туркмении. Составлена по материалам сейсмологических исследований, данным ГСЗ, сейсморазведки КМПВ и бурения

1 — изопахи «гранитно-метаморфического» слоя; проведены через 5 км; 2 — участки, где мощность (h) равна 12,5 км и менее; 3 — то же, $12,5 < h < 15$ км; 4 — то же, $15 < h < 17,5$ км; 5 — то же, $17,5 < h < 20$ км; 6 — то же, $20 < h < 22,5$ км; 7 — то же, $h > 22,5$ км; 8 — линия геолого-геофизического разреза

залегания границы Конрада и, наоборот, областям увеличенной мощности этого слоя соответствуют области глубокого положения поверхности «базальтового» слоя.

«Базальтовый» слой. В пределах рассматриваемой площади мощность этого слоя колеблется от 14 до 25 км. Значения мощности закономерно увеличиваются по направлению к центральному участку Туркмении (рис. 3). Минимальные значения (14—15 км), по неполным данным, установлены в северо-западной Туркмении. Максимальная толщина «базальтового» слоя, достигающая значений 23—25 км, фиксируется на локальном участке к северу от Серного Завода, а также, по менее уверенному материалу, в районе Ташауза. На большей части региона мощность рассматриваемого слоя характеризуется значениями 18—21 км. Такие же значения установлены, по данным ГСЗ, в более восточных районах Средней Азии, на территории Узбекистана (Годин и др., 1960). За небольшими исключениями, изменение мощностей «гранитно-метаморфического» и «базальтового» слоев имеет прямо противоположный характер: увеличению мощности первого из них, как правило, соответствует уменьшение мощности второго.

Интересными являются данные о том, что самая обширная зона увеличенной мощности «базальтового» слоя (20—23 км) располагает-

ся в сводовой части Центрально-Каракумского поднятия и несколько восточнее его. Рассматриваемая зона вытянута в широтном направлении и имеет длину около 300 км. По гравиметрическим (Коц, 1960) и сейсмологическим данным, в центральной части этой зоны предполагаются глубинные разломы. Не исключено, что увеличение мощности «базальтового» слоя в пределах рассматриваемой зоны находится в определенной связи с наличием здесь глубинных разломов.

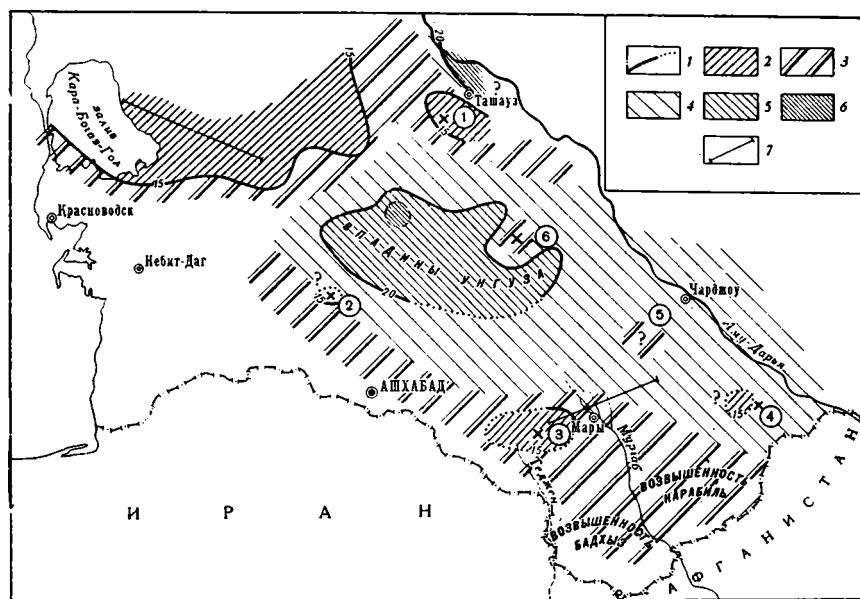


Рис. 3. Схема распределения мощностей «базальтового» слоя земной коры на территории Туркмении

1 — изопахиты «базальтового» слоя; проведены через 5 км; 2 — участки, где мощность (h) равна 15 км и менее; 3 — то же, $15 < h < 17,5$ км; 4 — то же, $17,5 < h < 20$ км; 5 — то же, $20 < h < 22,5$ км; 6 — то же, $h \geq 22,5$ км; 7 — участки профилей ГСЗ, установивших глубину поверхности Конрада. Крестиками обозначены своды поднятий второго и третьего порядков, установленных по верхним горизонтам земной коры геологическими наблюдениями, бурением или с помощью геофизических методов: 1 — Карабинское; 2 — Казинское; 3 — Джу-Джу-Клинское; 4 — Карамет-Нияское; 5 — Репетекское; 6 — Восточно-Каракумское

В некоторых районах отмечены локальные участки, характеризующиеся резким изменением (обычно уменьшением) мощности «базальтового» слоя. Участки относительно сокращенной мощности этого слоя установлены в районе пос. Казы, западнее Керков, к юго-западу от Ташауза, в районе Репетека и в Заунгузских Каракумах. Утонение «базальтового» слоя на этих участках предполагается нами на основании того, что по сравнению со смежными районами здесь установлено резкое (от 0,2 до 0,3 сек) уменьшение разности времен вступлений обменных волн, возникших на уровне его подошвы и кровли. По данным ГСЗ, которые согласуются с материалами наших исследований, значительное сокращение мощности «базальтового» слоя отмечается также к западу от Мары (Фоменко, 1960). Примечательно, что на всех этих участках установлены поднятия мезозойских слоев либо выступы складчатого фундамента (Казинское, Карамет-Нияское, Репетекское, Заунгузское поднятия, Джу-Джу-Клинский структурный выступ и др.). Можно предполагать, что локальные зоны пониженных значений мощности «базальтового» слоя на территории Туркмении имеют широкое распространение и выделение сравнительно небольшого их числа, по-

видимому, можно отнести за счет редкой сети стоянок сейсмических станций.

Не исключено, что в некоторых районах мы имеем дело не с уменьшением мощности слоя, а с некоторым возрастанием в нем скорости сейсмических волн. Для окончательного решения этого вопроса нужно провести специальные исследования с целью выяснения особенностей распределения скоростей в кристаллической толще земной коры. Од-

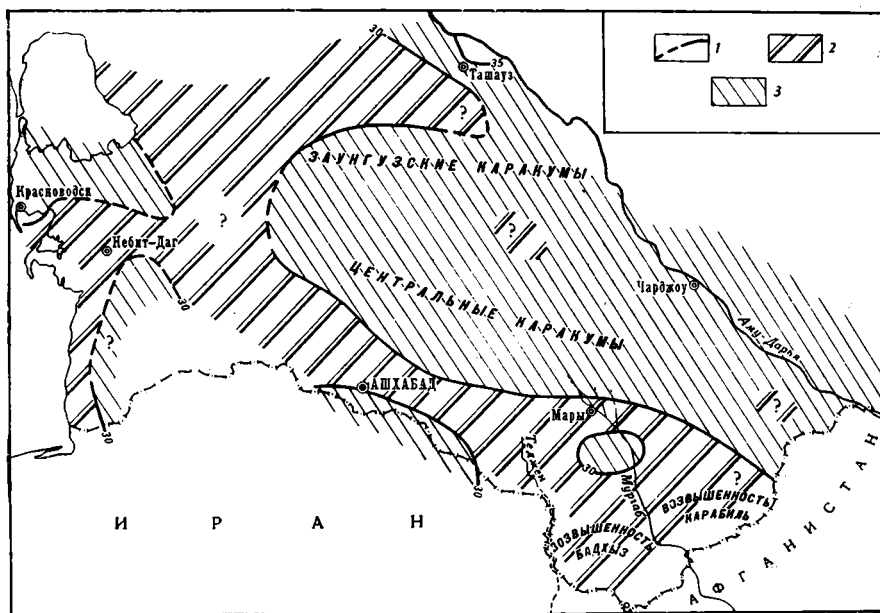


Рис. 4. Схема распределения мощностей кристаллической толщи земной коры на территории Туркмении

1 — изохситы кристаллической толщи земной коры (участок коры между поверхностью раздела А и поверхностью М); проведены через 5 км; 2 — участки, где мощность (h) от 25 до 30 км; 3 — то же, $h \geq 30$ км

нако в любом случае, наблюдается ли утонение «базальтового» слоя или возрастание скорости при неизменной его мощности, остается вне сомнения тот факт, что в зонах отдельных поднятий, фиксируемых в верхних горизонтах земной коры, в строении «базальтового» слоя отмечаются специфические особенности. Приведенные данные могут представить интерес при выяснении генезиса тектонических структур, и, возможно, при решении вопроса о поисковом значении метода обменных волн.

Кристаллическая толща земной коры. Мощность этой толщи меняется от 25 до 35 км (рис. 4). Участки увеличенной мощности кристаллической толщи коры¹ (30—35 км, а местами несколько более) занимают большую часть описываемого региона. Обращает на себя внимание, что значения мощности кристаллической толщи колеблются значительно меньше, чем глубина залегания поверхности М.

Участки сокращенной мощности «кристаллической коры» (25—30 км) локализуются в основном в полосе, протягивающейся с северо-запада на юго-восток от побережья Каспийского моря до государ-

¹ Эти значения соответствуют по существу не увеличенной, а нормальной или средней мощности «кристаллической» коры. Они характерны для большинства районов с корой континентального типа (Дементицкая, 1961).

ственной границы Советского Союза с Афганистаном. В районе Небит-Дага отмечается виргация этой зоны в южном и северо-восточном направлениях. Сокращение мощности кристаллической толщи до значений около 29 км, по неполным данным, намечается на локальных участках в Заунгузских и юго-восточных Каракумах.

В конфигурации изопахит кристаллической толщи и «базальтового» слоя отмечается определенное сходство. Это и не удивительно, так как характер схемы изопахит «кристаллической» коры определяется в основном характером изменения мощности «базальтового» слоя. Мощность нижней (кристаллической) толщи «гранитного» слоя в описываемом районе варьирует в узких пределах (Булин, 1965).

В заключение отметим, что распределение мощностей кристаллической толщи хорошо увязывается с характером строения верхней части земной коры. Устанавливается, в частности, что участки относительно сокращенной мощности кристаллической толщи 25—30 км в основном соответствуют зонам глубокого залегания горизонта А и поверхности дорэтского складчатого фундамента. При этом не имеет существенного значения, приурочены ли зоны с утоненной «кристаллической корой» к сравнительно молодым впадинам (например, Предкопетдагский неогеновый прогиб) или же они соответствуют древним впадинам складчатого фундамента, которые были заложены по крайней мере в пермское или более раннее время (зоны глубокого залегания горизонта А, установленные по сейсмологическим данным и ГСЗ в северной Туркмении).

Отмеченная особенность в распределении мощности «кристаллической» коры, по-видимому, имеет общий характер. Кроме Туркмении и дна акватории Каспия, значительное (в 1,2—1,5 раза) сокращение мощности кристаллической толщи коры по сравнению с прилегающими участками Русской платформы и Скифской плиты фиксируется, по данным ГСЗ, соответственно в Прикаспийской впадине (Померанцева, 1961) и в области Предкавказского прогиба (Юров, 1963). На основании приведенных данных можно предположить, что глубинные процессы, определяющие формирование всех рассматриваемых впадин, имели много общего. Этот вопрос нуждается в дополнительном исследовании с привлечением данных по другим регионам.

СОПОСТАВЛЕНИЕ ДАННЫХ СЕЙСМОЛОГИИ С ДАННЫМИ ГРАВИМЕТРИИ И МАГНИТОМЕТРИИ

В пределах рассматриваемой территории на основе сейсмологических данных выделены участки земной коры двух основных и одного промежуточного типов (Булин, 1965).

1. Участки первого типа (Центрально-Каракумская и Карабогаз-Красноводская зоны) характеризуются сравнительно однообразным строением глубоких частей разреза, увеличенной мощностью «базальтового» слоя и всей кристаллической толщи земной коры (соответственно 20 и 31—34 км) и сокращенной мощностью мезозойско-кайнозойских отложений (в среднем 2 км). В пределах этих участков поверхности Конрада и Мохоровичича имеют сравнительно спокойный рельеф; наблюдается принципиальное соответствие структур (размеры в поперечнике несколько десятков километров и более), фиксируемых по верхним и глубоким горизонтам кристаллической толщи земной коры; верхняя часть мантии представляется сравнительно слабо дифференцированной по упругим свойствам. Типичным для рассматриваемых зон является глубинный разрез в пределах интервала между стоянками № 11 и 25 на профиле I—I (см. рис. 1).

По своим размерам, порядка 100—200 км в поперечнике, участки первого типа значительно меньше других зон, выделенных на территории Туркмении по сейсмологическим данным. Они соответствуют относительно устойчивым зонам земной коры, стабилизировавшимся с герцинского или более раннего времени.

2. Участки второго типа (Южно-Туркменская зона) характеризуются сложным и довольно разнородным строением коры; сокращенной мощностью «базальтового» слоя и всей кристаллической толщи коры (соответственно 15—18 и 25—30 км); нечеткостью прослеживаемости глубинных границ, в том числе поверхности Мохоровичича. По сравнению с участками первого типа поверхность М имеет здесь более сложный рельеф и в пределах больших площадей залегает несогласно с лежащими выше горизонтами. В верхней части мантии почти повсеместно отмечается граница M_1 . Примером глубинного разреза, соответствующего участкам второго типа, является южная часть профиля I—I (интервал стоянок № 1—8, рис. 1).

Участки второго типа, располагающиеся вдоль всей границы Туркмении с Ираном и Афганистаном, можно рассматривать как активизированные зоны эпипалеозойской Туранской плиты. Ширина зоны активизации колеблется в пределах от 100 до 250 км.

3. Участки третьего (промежуточного) типа характеризуются преобладанием признаков, свойственных участкам первого типа. Строение кристаллической толщи коры здесь сравнительно однообразное; рельеф глубинных границ более сложный, чем на участках первого типа; местами отмечаются несовпадение структурных планов, а также несогласное залегание горизонтов, расположенных в кристаллической толще коры, с поверхностью М. Участки третьего типа занимают большие пространства Центральной и Восточной Туркмении, располагаясь в основном к востоку от Центрально-Каракумской зоны.

Выясним теперь характер связи между распределением крупных структурных элементов земной коры, с одной стороны, и распределением гравитационных аномалий, с другой. С этой целью проведено сопоставление схем рельефа глубинных границ с гравитационными данными. В результате удалось установить, что на большей части территории участков первого и третьего типов фиксируется прямое однозначное соотношение между распределением региональных гравитационных аномалий и рельефом большинства глубинных горизонтов, а именно положительным структурам с поперечными размерами от нескольких десятков до нескольких сотен километров отвечают участки относительно повышенных значений силы тяжести и, наоборот, отрицательным элементам рельефа глубинных границ соответствуют относительно пониженные значения гравитационных аномалий.

Однако указанные соотношения являются справедливыми лишь в самом общем виде. При более детальном изучении этого вопроса удается установить, что в пределах рассматриваемых участков имеются зоны, где прямое соответствие между рельефом всех глубинных горизонтов и распределением гравитационных аномалий не наблюдается. Оно отмечается в основном при сравнении схем гравитационных аномалий со структурными схемами по горизонтам А и Б. Что касается подкорового слоя, то на отдельных участках между рельефом его поверхности и характером распределения гравитационных аномалий однозначной связи подметить не удастся. К примеру, укажем на Восточно-Каракумское поднятие поверхности М (Заунгузские Каракумы), которое имеет северо-восточное простирание, в то время как фиксируемая здесь аномалия силы тяжести характеризуется преобладающим северо—северо-западным простиранием.

На территории Южно-Туркменской зоны связь между распределением глубинных морфологических структур и региональных гравитационных аномалий имеет примерно тот же характер, что и в пределах участков первого и третьего типов. Если в районе Теджена, а также на участке Кизыл-Арват — Бахарден-Казы и в некоторых других зонах наблюдается прямая связь между рельефом всех глубинных горизонтов и распределением гравитационных аномалий, то на других участках подобная связь имеет место только для верхних сейсмических границ: поверхности раздела А и поверхности К. В ряде мест (поднятие севернее Ашхабада, Теджен-Марыйская зона и другие участки) наблюдаются обратные соотношения: поднятию поверхности М соответствует не возрастание, а, наоборот, значительное убывание аномалий силы тяжести. В пределах указанных и некоторых других участков Южной Туркмении морфологические структуры поверхности М секут под большим углом простирание изолиний гравитационных аномалий. Приведенные данные показывают, что во избежание ошибочных выводов выяснение зависимости между рельефом поверхности М и распределением аномалий силы тяжести должно проводиться с обязательным учетом того, к одной или к разным тектоническим зонам приурочен участок, в пределах которого проводятся те или иные сопоставления. В небольшом объеме были приведены также количественные расчеты гравитационных эффектов, создаваемых глубинными слоями земной коры и осадочными (мезозойско-кайнозойскими) горизонтами¹. Такие расчеты выполнены вдоль нескольких профилей, пересекающих Репетское, Восточно-Каракумское и другие поднятия.

В результате анализа данных расчетов и их сопоставления с наблюдаемыми аномалиями можно сделать предварительный вывод о том, что в условиях Туркмении степень влияния глубинных факторов на величину и характер распределения гравитационных аномалий ранее, по-видимому, сильно преувеличивалась. На участках, где поверхность раздела А находится на глубине более 7 км (такие районы занимают большую часть описываемой территории), основная часть аномального эффекта обусловлена изменением петрографического состава пород и рельефом главным образом верхних горизонтов коры, расположенных выше поверхности Конрада. При этом основную роль играют рельеф поверхностей раздела и изменение состава пород мезозойско-кайнозойской толщи (особенно граница раздела «палеоген — верхний мел»), а также «гранитного» слоя. На долю масс «базальтового» слоя, а также верхних участков мантии в большинстве районов Туркмении приходится, по-видимому, не более 30% наблюдаемых аномалий силы тяжести. На отдельных участках описываемой территории, входящих главным образом в состав участков второго типа, влияние рельефа поверхности М на распределение аномалий силы тяжести, видимо, вообще ничтожно. Полученные данные о сравнительно небольшом гравитационном влиянии рельефа поверхности М хорошо согласуются с результатами аналогичных исследований, проведенных И. П. Косминской и другими (1962) по материалам ГСЗ и гравиметрии для центральной части Каспийского моря.

В заключение рассмотрим результаты сопоставления структурных схем глубинных границ с аномалиями магнитного поля ΔT_a . Устанавливается, что закономерной связи между рельефом поверхности М, с одной стороны, величиной, знаком, а также характером распределения региональных аномалий ΔT_a , с другой, по имеющимся материалам установить не удастся. Что касается «базальтового» слоя, то областям поднятий его поверхности соответствуют как повышенные (до +200 γ),

¹ Расчеты выполнены Г. В. Захаровой.

так и пониженные (от -50 до -200 γ) значения магнитного поля. Вместе с тем простирания многих линейно вытянутых структур поверхности Конрада и региональных магнитных аномалий практически совпадают. Особенно хорошо это видно на примере Восточно-Каракумского и Репетекского поднятий. Следует отметить, что некоторым локальным поднятиям поверхности К (район колодцев Клыч-Дамлы и Хатыб в Заунгузских Каракумах) отвечают зоны повышенных градиентов поля ΔT_a .

Что касается горизонта А, то в большинстве районов Туркмении простирание наиболее крупных линейно вытянутых структур, зафиксированных по поверхности этой границы, в основном согласуется с простиранием региональных магнитных аномалий. Отступления от этой закономерности встречаются редко (например, Теджен — Келиф — Узбойский пояс валообразных поднятий в Юго-Восточной Туркмении). Не исключено, что несоответствие данных магнитометрии и сейсмологии в районе указанного структурного элемента обусловлено меньшей детальностью сейсмологических исследований по сравнению с аэромагнитной съемкой. Распределение магнитных аномалий по величине и знаку не имеет устойчивой связи с распределением структурных элементов поверхности раздела А.

Необходимо учитывать, что намечающиеся в некоторых районах корреляционные зависимости между магнитными аномалиями и структурой горизонтов А и Б, как правило, не имеют характера генетических связей. Это обусловлено тем, что, как показывают расчеты З. А. Макаровой (1961) и других исследователей, на большей части территории Туркмении основная масса намагниченных тел, создающих наиболее интенсивные магнитные аномалии, располагается в приповерхностных участках «гранитно-метаморфического» слоя, т. е. гораздо выше горизонта А.

В. Н. Крестниковым и И. Л. Нерсесовым (1962) намечена прямая связь между характером проявления новейших тектонических движений отдельных блоков земной коры и ее мощностью. Аналогичные сопоставления проведены нами для территории Туркмении. В результате установлено, что некоторым участкам, испытывавшим в неогеновое или четвертичное время интенсивные восходящие движения (Копет-Даг, возвышенность Карабиль, западное продолжение возвышенности Султан-уиздаг) соответствует увеличение мощности коры до значений $45-50$ км, а областям устойчивого и интенсивного прогибания (Прикопетдагская равнина, значительная часть территории Юго-Восточных Каракумов) соответствует некоторое сокращение мощности коры до значений порядка 40 км. Однако в отдельных районах, например, в акватории Каспия и в Западно-Туркменской низменности, эта закономерность не отмечается. Не исключено, что этот, в целом не отчетливый, характер связи между рельефом поверхности М и тектоникой описываемого региона объясняется тем, что масштабы рассматриваемых явлений, в частности амплитуда колебаний глубин до поверхности М, в Туркмении гораздо меньше, чем, например, на Памире и Тянь-Шане.

Изучение связей между тектоникой и рельефом сейсмических границ необходимо продолжить после получения дополнительных данных о строении коры в окраинных наименее изученных зонах Туркмении, в особенности в Копет-Даге. При этом в методологическом отношении более правильно учитывать не только рельеф подошвы земной коры, как это сделано В. Н. Крестниковым и И. Л. Нерсесовым, но и особенности строения ее отдельных толщ. Это будет способствовать более полному выяснению вопроса о связи между проявлениями тектонических процессов, фиксируемых в приповерхностных и глубоких участках земной коры.

- Аксенович Г. И., Аронов Л. Е., Гагелъганц А. А., Гальперин Е. И., Зайончковский М. А., Косминская И. П., Кракшина Р. М. Глубинное сейсмическое зондирование в центральной части Каспийского моря. Изд-во АН СССР, 1962.
- Бубнова В. И., Булин Н. К., Проняева Е. А., Рабинович Е. Я. Строение земной коры в Северной Туркмении по данным обменных волн землетрясений. Изв. АН СССР. Сер. геофиз., № 10, 1964.
- Булин Н. К. Некоторые данные о строении подкорового слоя на территории Туркмении. Бюлл. Моск. о-ва испыт. природы, Отд. геол., т. 38 (1), 1963.
- Булин Н. К. Разрез земной коры в Центральной Туркмении в районе Серного Завода. Изв. АН СССР. Сер. геофиз., № 9, 1964.
- Булин Н. К. О глубинных разломах земной коры на территории Туркмении. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 8, 1964.
- Булин Н. К. Строение земной коры в Туркмении по сейсмологическим данным. Сов. геология, № 12, 1965.
- Булин Н. К., Сытин Ю. И. Опыт применения сейсмологических исследований для изучения глубинного строения земной коры на территории Туркмении. Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., т. 42, вып. 1, Гостоптехиздат, Л., 1960.
- Годин Ю. Н., Луппов Н. П., Сытин Ю. И., Чихачев П. К. Основные черты тектоники Туркменистана и сопредельных территорий. Сов. геология, № 1, 1958.
- Годин Ю. Н., Вольвовский Б. С., Вольвовский И. С. Сейсмические исследования земной коры в Бухарском районе Узбекской ССР. Докл. АН СССР, 134, № 5, 1960.
- Деменицкая Р. М. Основные черты строения коры Земли по геофизическим данным. Под ред. В. В. Федынского, Гостоптехиздат, Л., 1961.
- Коц В. Г. Регионально-поисковые гравиметрические работы в Заунгузских Каракумах. Изв. АН ТуркмССР, Сер. физико-техн., хим. и геол. н., № 6, 1960.
- Крестников В. Н., Нерсесов И. Л. Тектоническое строение Памира и Тянь-Шаня и его связь с рельефом поверхности Мохоровичича. Сов. геология, № 11, 1962.
- Макарова З. А. Ежегодник по результатам работ ВСЕГЕИ за 1959 г., раздел региональная геология. Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 44, Л., 1961.
- Померанцева И. В. Результаты работ по изучению строения кристаллической толщи земной коры в некоторых районах юго-востока Русской платформы. Прикладная геофизика, вып. 31, Гостоптехиздат, 1961.
- Сытин Ю. И., Чихачев П. К., Чуенко П. П. Основные особенности тектонического строения и развития структур территории Запада Средней Азии. Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., т. 42, вып. 1, Гостоптехиздат, Л., 1960.
- Фоменко К. Е. Глубинное сейсмическое зондирование в Юго-Восточной Туркмении. Изв. АН ТуркмССР. Сер. физико-техн., хим. и геол. наук, № 4, 1960.
- Юров Ю. Г. Строение земной коры на Кавказе и изостазия. Сов. геология, № 9, 1963.

Всесоюзный научно-исследовательский
геологический институт
Ленинград

Статья поступила
24 мая 1965 г.

N. K. BULIN

SUBSURFACE STRUCTURE OF TURKMENIA FROM SEISMOLOGICAL DATA

Information obtained from investigations, which were conducted mainly in Central and South-Eastern Turkmenia, has been used to determine, at 350 localities, the depth of the seismic boundaries which correspond to the Mohorovicic and Conrad discontinuities as well as to Horizon A that is presumably identical to the surface of the crystalline «granite-metamorphic» layer.

On the basis of the earthquake alternating wave data, with regard payed to the data of the deep seismic sounding, there have been compiled diagrammatic structural maps

of the Conrad and Mohorovicic discontinuities, isopach maps of the «granite-metamorphic» and «basalt» layers as well as the crystalline rock series of the Earth's crust, and a regional scheme of Turkmenia based on subsurface sections. The paper is illustrated with the subsurface geological-geophysical section over 350 *km* in length.

An interpretation is presented of the subsurface structure of the Turkmenia territory, with the use of seismological data. A discussion is advanced on both the relationship between regional gravitational and magnetic anomalies and the Earth's crust structure and on the data concerning the connection between recent tectonic movement and depths of the Mohorovicic discontinuity.

All-Union Geological Research Institute
Leningrad

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 551.243(571.661)

Б. М. ЧИКОВ

ГЛУБИННЫЕ РАЗЛОМЫ КОРЯКСКОГО НАГОРЬЯ

Проведение площадных аэромагнитных и гравиметрических исследований в Корякском нагорье позволяет рассмотреть некоторые особенности его глубинного строения и, в первую очередь, уточнить расположение и особенности строения зон глубинных разломов одноименной складчатой области. В соответствии с определениями А. В. Пейве (1945), В. Е. Хаина (1963) и других исследователей, под глубинными разломами рассматриваемой области мы понимаем особые, длительно развивавшиеся структурно-фациальные зоны высокой тектоно-магматической активности. Их протяженность измеряется сотнями километров при ширине не более первых десятков километров. Глубина проникновения этих разломов обеспечивает выход к дневной поверхности продуктов основной и ультраосновной магмы и возникновение вблизи них парагенеза кремнистых и вулканогенных пород. Изучение глубинных разломов позволяет более полно определить основные этапы и закономерности формирования Корякской геосинклинальной системы и особенности локализации в ее пределах магматических пород и связанных с ними рудопроявлений платины, хрома, никеля, асбеста и других полезных ископаемых. Основные данные об этих глубинных разломах сведены в таблицу. Ориентировка относительно главных складчатых сооружений приводит к разделению разломов на продольные и поперечные (рисунок).

Рассматривая геологическое строение Корякского нагорья, все исследователи отмечают в составе геосинклинального комплекса преобладающую роль терригенных пород (Богдаева, Матвеевко, 1959; Егиазаров, Русаков, 1957; Мигович, 1963; Титов, 1959 и др.). В то же время подчеркивается наличие кремнисто-вулканогенных формаций, отвечающих тем или иным стадиям развития геосинклинальной системы, существенное преобладание ультраосновных пород среди интрузивных образований и отчетливая линейность структуры этой области. Перечисленные особенности, наряду с материалами геофизических исследований, опосредствуют объективному выделению зон глубинных разломов (Чиков, Иванов, 1963).

Образование кремнисто-вулканогенных формаций Корякской геосинклинали, как это отметил В. А. Титов (1959), происходило в узких тектонических зонах, имевших характер трогов. Причем, раннемеловые эффузивно-кремнистые образования выделены в северной и северо-западной частях нагорья, а верхнемеловые — палеогеновые — преимущественно в южной и юго-западной; домезозойские эффузивно-кремнистые породы установлены в бассейнах рек Хатырка и Таловка (Егиазаров, Русаков, 1957; Егиазаров, Титов, 1963; Мигович, 1963). Дальнейшие исследования показали тесную пространственную приуроченность этих образований к зонам глубинных разломов, что особенно характерно для Вывенской (Вивникской), Пекульнейской, Майнской и некоторых других зон.

Следующим важным признаком глубинных разломов является четкая связь с ними интрузий габбро и гипербазитов. Систематизированные сведения о последних мы находим в работе М. В. Богдаевой и В. Т. Матвеевко (1959). Площади эрозионного среза интрузивных тел редко превышают 200—300 км², а сами тела имеют сложный состав. Часто они образованы породами, состав которых колеблется от перидотитов до габбро и даже до кварцевых диоритов. По мнению указанных авторов, большинство интрузивных тел относится к пластовому типу и формировалось на небольших глубинах, причем на одних участках они являются представителями гипербазитовой формации, а на других — габбро-пироксенит-дунитовой. Все выделенные продольные глубинные разломы Корякского нагорья сопровождаются цепочками массивов основных и ультраосновных пород, преимущественно в ассоциации с эффузивно-кремнистыми породами.

С теми же зонами разломов связано поясовое расположение палеогеновых, неогеновых и, в меньшей степени, ранчетвертичных вулканитов. В этом отношении пока-

зательна вулканическая цепь вдоль Вывенского глубинного разлома, где вслед за образованием позднемеловых офиолитов происходили излияния позднепалеогеновых и неогеновых лав преимущественно среднего состава. Формирование цепи завершилось излияниями раннечетвертичных андезитов и базальтов, причем в отдельных местах сохранились жерла вулканов. Следует подчеркнуть, что аналогичные вулканические цепи особенно характерны для западной половины нагорья. Они сопровождаются Орловско-Каменскую, Пенжинско-Парапольскую, Карагинско-Пахачинскую, а также Майнскую зоны. Эффузивные поля раннечетвертичного возраста, обычно имеющие изометричную форму в плане (Егизаров, Титов, 1963), не всегда следуют указанной закономерности. По-видимому, они тяготеют к узлам пересечения зон продольных и поперечных разломов (бассейны рек Апукуваям, Опуха и др.).

Структурными признаками зон глубинных разломов являются концентрированные системы разрывных нарушений типа сбросов, надвигов и т. п., часть которых по аэрофотоснимкам прослеживается на 100 и более километров, а также приазономные складки и наложенные молодые впадины. Системы разрывов и складок, соответствующих зонам поперечных разломов, выделяются своей резко дискордантной ориентировкой (Чиков, 1965).

Решающее значение для определения положения, размеров и некоторых деталей внутреннего строения продольных зон глубинных разломов имеют геофизические данные, существенно дополняющие геологические наблюдения за разобщенными выходами пород, образование которых связано с деятельностью глубинных разломов (Чиков, Иванов, 1963; Николаевский, 1964).

В магнитном поле глубинные разломы обычно проявляются выдержанными положительными линейными аномалиями или аномальными зонами, интенсивность которых превышает общий уровень на 300—700 *гамма* с увеличением до 1000 и более единиц лишь в участках глубокого вскрытия или существенного осложнения строения зоны разломов. На отдельных интервалах аномальных зон выделяются до 3—5 максимумов ΔT_a , прослеживаемых по простиранию на десятки километров. Длина этих зон 400—600 и более километров при ширине редко более 20—30 км. В отдельных случаях положительные аномалии сопровождаются глубокими односторонними минимумами (бассейн р. Вывенка), что может быть истолковано как наклонное залегание зоны глубинного разлома. При таком истолковании предпринимались попытки приблизительно определить угол падения (Чиков, Иванов, 1963). Линейные аномальные зоны выделяются в магнитных полях любого типа, но наиболее надежно они обособляются в полях, лишенных площадных интенсивных возмущений. Нами проводились на высотах 1500—2500 м аэромагнитные пересечения Коряжского хребта вкест простирания продольных глубинных разломов. Как и соответствующие пересчеты записи ΔT_a с высоты 70—100 м, это позволило оценить влияние «глубинных» тел без учета приповерхностных и установить тождество природы этих тел в сложной и сложных полях.

В районах, для которых мы располагаем совокупностью магнитных и гравиметрических данных, устанавливается повсеместное совпадение положительных магнитных аномалий с зонами больших градиентов силы тяжести, приуроченных к глубинным разломам. Обычно такие градиенты поля силы тяжести соответствуют крупотпадающим границам раздела областей с различными глубинами залегания основных гравитирующих поверхностей.

Зоны поперечных региональных разломов, рассмотренные нами ранее (Чиков, 1965), выделяются крупными магнитными уступами, а также отдельными линейными аномалиями, ориентированными вкест простирания основной системы линейных аномалий Коряжской области. В поле силы тяжести поперечным разломам соответствует расположение аномалий, намечающее крупные поперечные блоки складчатой области с различным погружением фундамента.

Таким образом, зоны глубинных разломов Коряжской области выражают группой вполне определенных признаков и обладают специфическим набором структурных особенностей. На протяжении длительного отрезка времени они разделяли обособленные участки земной коры с различным характером осадконакопления, в то же время являясь своеобразными структурно-фациальными зонами, развивавшимися в тесной взаимосвязи с окружающими частями геосинклинали. К примеру, положение Вывенского глубинного разлома определило различие постсенонской истории по обе его стороны — район Центрального Коряжского хребта испытывал поднятие с конца верхнего мела, тогда как район Олюторского залива прогибался. Зона «перегиба» характеризуется наиболее напряженной тектонической обстановкой и внедрением ультраосновных пород. Другим примером является Пенжинско-Парапольская зона: если накопление позднемеловых осадков севернее глубинного разлома происходило в условиях мелководного, богатого фауной моря, а пестрая по литологическому составу осадочная толща имеет мощность около 4000 м и дислоцирована сравнительно слабо, то монотонные отложения верхнего мела Коряжского хребта (только сенон более 5000 м) отличаются высокой степенью смятия и исключительной бедностью органическими остатками. По-видимому, зона глубинного разлома служила границей между обособленными бассейнами осадконакопления и представляла собой протяженную кордильеру. Главными событиями кайнозойской эры явились излияния неогеновых эффузивов вдоль зоны разлома и возникновение наложенных впадин. Аналогичную роль играли Майнский, Хатырский и другие разломы.

Характеристика основных глубинных разломов Корякского нагорья

Наименование зон разломов	Размеры, км		Состав кремнисто-вулканогенной формации, ее возраст	Интрузии основного и ультраосновного состава, их возраст	Интрузии, кислого состава, их возраст	Возраст вулканических образований, связанных с активизацией разломов	Геофизическая характеристика			Примечание
	длина	ширина					единая аномальная зона ΔT_a	систематических аномалий ΔT_a	гравитационные уступы	
Орловско-Каменская	500	15	?	Редкие массивы — габбро, габбро-диориты C_{g1}	Гранодиориты, диориты, графиты, C_{g1}	Pg_1, N_1, Q_1	+	—	+*	Пенжинско-Пекульнейский пояс глубинных разломов
Пекульнейская	200	20	Спилиты, миндалекаменные базальты, диабазовые порфириты, их туфобрекчии, кремнистые и метаморфические сланцы, яшмы C_{g1}	Межпластовые тела габбро, габбро-пироксениты, серпентинизированные верлиты, лерцолиты, реже пироксениты C_{g1}	Граниты, гранодиориты C_{g1}	Pg_1	+	—	+	
Пенжинско-Парапольская	550	до 30	Миндалекаменные диабазы и спилиты, туфы с прослойками сургучевых лав, переслаивание яшм и туфопесчаников C_{g1}	Серпентиниты, гарцбургиты, лерцолиты, верлиты, дуниты, пироксениты, габбро C_{g1}	Очень мелкие тела гранитоидного состава	N	+	—	+*	
Майнская	350	25	Спилиты, диабазы, туфы, песчаники с пластами сургучных яшм, кремнистые сланцы C_{g1}	Перидотиты (преобладают гарцбургиты и лерцолиты), пироксениты, серпентиниты, реже габбро C_{g1}	Тоже	N	+	—	+	
Вывенская (Вивникская)	1000	10—30	Яшмы, яшмокварциты, кремнистые и кремнисто-глинистые сланцы, диабазы, спилиты, порфириты, мандельштейны C_{g2}	Габбро, дуниты, пироксениты C_{g2}	—	Pg_3-N, Q_1	+	—	?	Камчатско-Вывенский пояс глубинных разломов
Карагинско-Пахачинская	600	до 25	Мандельштейны, спилиты, кремнистые сланцы, песчаники, туффиты $Pg?$	Небольшие тела серпентинитов, верлиты, пироксениты, габбро $Pg? C_{g2}$	—	Pg_3-N, Q_1	+	—	?	

Хатырская группа глубинных разломов

Хатырская	370	до 20	Яшмоварциты с прослоями палеотипных основных эффузивов Pz ₁ , кремнисто-вулканогенные породы Cг ₁	Серпентинизированные перидотиты, пироксениты Pz? многочисленные тела состава габбро-гидродiorит	Гранитоиды в дифференцированных широчайших телах Pz?	-	-	-	-	+	+
Койверэланская	220	до 40	То же	Серпентинизированные перидотиты, пироксениты, пегматонное габбро Pz? Cг ₁ дифференцированы до габбро-диоритов	То же	-	-	-	-	+	+

←+ → — наличие или отсутствие признака; * — признак изучен не по всей зоне разлома.

Продольные глубинные разломы группируются в два пояса: Пенжинско-Пекульнейский и Камчатско-Вывенский. Первый приблизительно совпадает с полосой депрессий вдоль северо-западной окраины Корякской области, включая Пенжинскую губу, Парапольско-Бельскую и Марковскую низменности, а также разделяющие и обрамляющие их горы: Пенжинский кряж, Понтонейские, Алганские горы, хребет Пекульней и др. Этой полосе, простирающейся в северо-восточном направлении более чем на 1000 км, соответствует региональная положительная аномалия силы тяжести. Аномалия расположена между крупными областями пониженных значений.

Автор, следуя за В. К. Ивановым и другими геофизиками, считает, что район Корякского нагорья со времени формирования геосинклинали обладал корой переходного типа. По-видимому, мощность гранитного слоя здесь невелика или он отсутствует полностью, что и обуславливает характерный магматизм в зонах глубинных разломов и практически полное отсутствие гранитоидов на всех стадиях формирования геосинклинали; к северо-западу от Пенжинско-Пекульнейского пояса мощность гранитного слоя возрастает. В магнитном поле этому поясу отвечает система линейных положительных аномалий ΔТа, каждая из которых трансирует зону глубинного или сопутствующего разлома (Чиков, Иванов, 1963). Пояс включает Итканскую, Пенжинско-Парапольскую, Орловско-Каменскую, Пекульнейскую и Майнскую зоны разломов. К этой группе следует отнести и сопутствующие нарушения типа Ванзатского и Березовского разломов, занимающих несколько обособленное положение.

По рассмотренным ранее признакам Итканская, Орловско-Каменская, а также Пекульнейская зоны занимают промежуточное положение между глубинными нарушениями Охотско-Чукотского вулканического пояса и глубинными разломами собственно Корякской геосинклинали системы — они не всегда сопровождаются кремнисто-вулканогенной формацией, а магматические породы в их пределах представлены более кислой магмой. Разломы, составляющие юго-восточную часть Пенжинско-Пекульнейского пояса, имеют более определенную связь с геосинклинальным развитием Корякской области. Вероятно, в период формирования геосинклинали рассматриваемый пояс глубинных разломов был приурочен к склону крупного и сложного прогиба, осадконакопление в котором продолжалось с валанжинского по палеогеновое время включительно. Однако тектонические преобразования заключительного этапа коснулись этого района сравнительно слабо, на что указывает низкая степень смятия меловых слоев по сравнению с центральной частью складчатой области. В то же время главные расколы земной коры в Пенжинско-Пекульнейском поясе, вероятно, возникали в сравнительно пластичной среде, о чем свидетельствует их прямолинейность. Исключение составляет район восточного побережья Пенжинской губы, где еще В. А. Типов выделил Валижгенское поперечное поднятие. Здесь Орловско-Каменская, Пенжинско-Пекульнейская и Итканская зоны глубинных разломов огибают изометричный в плане участок земной коры, как бы встретив жесткий упор. Это наглядно отражается в соответствующих изгибах осей магнитных аномалий (Чиков, Иванов, 1963) и наличии локальной положительной аномалии силы тяжести. Антиклинальный характер и высокая тектоническая устойчивость этого участка позволяют нам рассматривать его как остаток зоны древней консолидации и называть его Валижгенским остаточным массивом.

Камчатско-Вывенский пояс глубинных разломов прослеживается вдоль восточного побережья Камчатки и на рассматриваемой территории представлен лишь своей северо-восточной частью, в которую входят Вы-

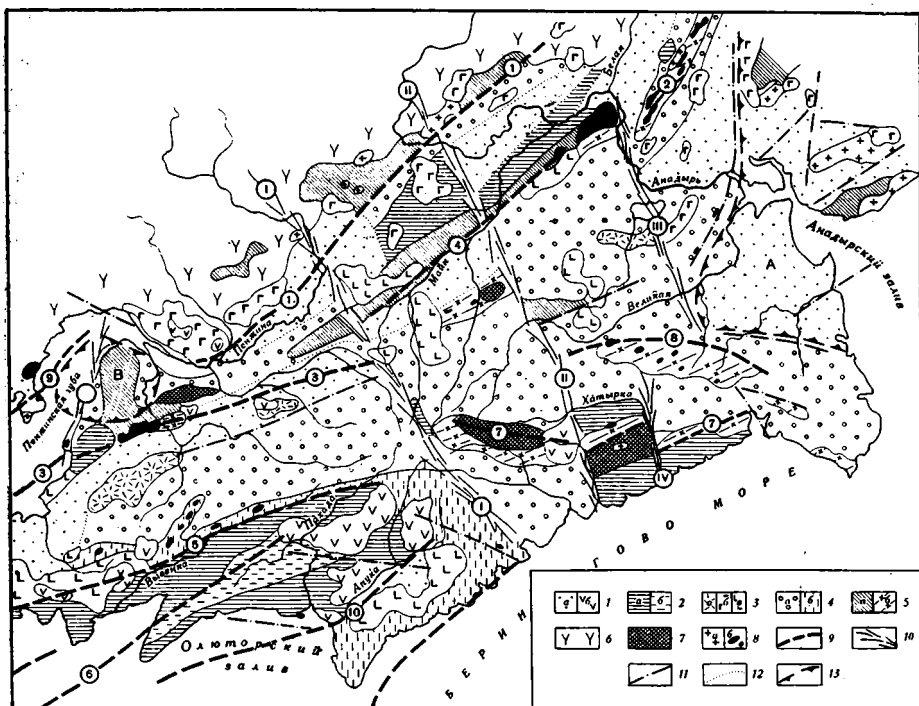


Схема расположения глубинных разломов Корякского нагорья

1 — четвертичные образования: а — осадки континентальных впадин, б — эффузивы плато; 2 — третичные образования: а — терригенно-осадочные, б — осадочно-вулканогенные; 3 — третичные вулканогенные образования: а — липариты, дациты, б — базальты, в — неразделенные; 4 — позднеземельные образования: а — терригенно-осадочные, б — кремнисто-вулканогенные; 5 — мезозойские доверхнемеловые образования: а — терригенно-осадочные, б — осадочно-вулканогенные; 6 — вулканиты Охотско-Чукотского пояса; 7 — палеозойские образования; 8 — интрузивы: а — гранитоиды, диориты, б — габбро, гипербазиты; 9 — продольные глубинные разломы; 10 — зоны поперечных разломов; 11 — крупные разломы, приближающиеся по параметрам к глубинным; 12 — тектонические ограничения позднекайнозойских впадин; 13 — контуры массивов

Продольные глубинные разломы:

1 — Орловско-Каменский; 2 — Пекульнейский; 3 — Пенжинско-Парапольский; 4 — Майнский; 5 — Вывенский; 6 — Карагинско-Пахачинский; 7 — Хатырский; 8 — Койвэрэланский; 9 — Итканский; 10 — Апуквайамский

Поперечные зоны разломов:

I — Пенжинско-Ильпийская; II — Еропольско-Олухская; III — Красноозерская, IV — Усть-Хатырская; V — Маметчинская. Массивы: А — Нижнеанадырский (срединный), В — Валиженский (остаточный)

венская, Карагинско-Пахачинская, Ачайваямская и ряд более мелких зон разломов (Чиков, Иванов, 1963). Этот пояс также уверенно выделяется с помощью аэромагнитной съемки. В бассейне рек Апука и Пахача наблюдается сближение зон разломов, а сам участок сближения перекрыт обширным полем Апуквайамского лавового покрова. Судя по возрасту образования кремнисто-вулканогенных толщ и становления гипербазитов, фазы максимальной активности разломов не совпадали и смешались во времени.

В пределах восточной части Корякского нагорья, на продолжении системы разломов Камчатско-Вывенского пояса, выделяются Хатырская и Койвэрэланская зоны глубинных разломов. В отличие от разломов рассмотренных поясов они имеют более сложное строение и распадаются на ряд звеньев, смещенных относительно друг друга. Высокая степень дифференциации состава интрузий, отмеченная М. В. Богдаевой и В. Т. Матвеевко (1959), свойственна именно этим зонам. Эти обстоятельства могут быть связаны с большей стабильностью субстрата на начальной стадии развития геосинклинали, когда формировались эти глубинные разломы.

Глубинные разломы Пенжинско-Пекульнейского пояса и восточной части Корякского нагорья (Хатырская группа) закономерно отклоняются к северу и югу от района нижнего течения р. Анадырь. Аналогичная виргация наблюдается и в складчатых сооружениях. По-видимому, расположение разломов тесно связано с общей структурной складчатой области, причем в данном случае это расположение подчиняется влиянию жесткого Нижнеанадырского (Эскимосского, по В. Ф. Белому) массива.

Таким образом, все рассмотренные глубинные разломы расположены в пределах одной геосинклинали системы и, несмотря на некоторые частные отличия, имеют сходное строение. Продольные разломы являются внутригеосинклинальными (Хани,

1963). Поперечные разломы продолжаются и за пределы Корякской складчатой области, причем в смежных областях мезозойид они становятся продольными (Чиков, 1965); по-видимому, их следует относить к категории сквозных.

Аналогичные зоны глубинных разломов в геосинклинальных областях ранее рассматривали А. В. Пейве (Урал, Средняя Азия), Н. А. Беляевский (Сихотэ-Алинь), Де-Ситтер (Пиренеи, Альпы), В. А. Кузнецов (Алтае-Саянская обл.), Е. Е. Милановский (Кавказ) и др. Все они отмечали консерватизм в развитии зон глубинных разломов и большое значение их в структуре подвижных областей, что мы видим и на примере Корякского нагорья.

В заключение отметим, что вопросом изучения глубинных разломов Корякского нагорья геофизическими методами в течение последних 5—7 лет вместе с автором этой статьи занималась большая группа геологов и геофизиков Северо-Восточного геологического управления (И. В. Беляев, Б. М. Бронштейн, В. К. Иванов, А. С. Карпова, И. М. Мигович и др.). В процессе подготовки настоящей статьи многие положения ее, особенно касающиеся обоснованности выделения и детальности характеристики выделяемых зон разломов, разбирались совместно с В. К. Ивановым, которому автор глубоко признателен за товарищескую помощь.

Литература

- Богидаева М. В., Матвеев В. Т. Основные и ультраосновные интрузии Корякско-Анадырского района. Тр. ВНИИ-1, вып. 59, Магадан, 1959.
- Егизаров Б. Х., Русаков И. М. Геология и полезные ископаемые восточной и центральной частей Корякского нагорья. «Сб. юбил. сес. Уч. совета НИИГА, посв. 40-летию Вел. Окт. революции». Л., 1957.
- Егизаров Б. Х., Титов В. А. Геологическая карта Корякского нагорья м-ба 1:2 500 000. Сб. «Геология Корякского нагорья», Изд-во научно-техн. лит. М., 1963.
- Мигович И. М. Палеозойские, ранне- и среднемезозойские отложения Пенжинского кряжа. Сб. «Геология Корякского нагорья». Изд-во научно-техн. лит. М., 1963.
- Николаевский А. А. Глубинные разломы Северо-Востока СССР и их металлогеническая характеристика. Тр. СВ КНИИ, вып. 11, Магадан, 1964.
- Пейве А. В. Глубинные разломы в геосинклинальных областях. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 5, 1945.
- Титов В. А. Стратиграфия меловых отложений Корякского нагорья. Тр. совещ. по стратигр. Северо-Востока СССР, Магадан, 1959.
- Хайн В. Е. Глубинные разломы: основные признаки, принципы классификации и значение в развитии земной коры. Изв. высш. учебн. завед. Геол. и разв., № 3, 1963.
- Чиков Б. М., Иванов В. К. Магнитное поле и некоторые черты геологического строения центральной части Корякско-Камчатской складчатой области. Сб. «Геология Корякского нагорья». Изд-во научно-техн. лит. М., 1963.
- Чиков Б. М. О поперечных разломах на примере Корякского нагорья. Докл. АН СССР, т. 161, № 6, 1965.

Институт геологии и геофизики
СО АН СССР

Статья поступила
3 ноября 1965 г.

УДК 551.243+551.22(235.34)

Е. П. ГУРОВ И Е. П. ГУРОВА

О ТЕКТОНИЧЕСКОМ ПОЛОЖЕНИИ ДАЙКОВЫХ ПОЯСОВ СТАНОВОГО ХРЕБТА

Активизация тектонической деятельности и магматизма привела к образованию в нижнемеловое время в пределах северо-западной части Станового хребта своеобразного комплекса малых интрузий, представленных дайками и дайкообразными телами пестрого петрографического состава. Гипабиссальные малые интрузии комплекса — наиболее молодые магматические образования Становой области. Их возраст установлен на основании прорывания дайками верхнеюрских и нижнемеловых отложений, развитых в пределах приразломных грабен в зоне Южно-Алданского глубинного разлома, а также эффузивов нижнемелового возраста (Кац, 1956, 1962; Гуров, Гурова, 1963; Судовиков и др., 1965). В то же время, по данным А. Г. Каца, дайки перекрыты кварцевыми порфирами условно верхнемелового возраста. При составлении схематической карты дайковых поясов этого района установлены следующие закономерности их тектонического положения.

Дайки и дайкообразные тела комплекса малых интрузий образуют систему протяженных поясов и роев, общее количество которых в этой части Становой области до-

стигает 145. Все дайковые пояса имеют четко выраженное северо-восточное простирание и располагаются дискордантно по отношению к складчатым структурам станового комплекса, ориентированным в северо-западном направлении. Кроме того, они располагаются независимо от массивов разновозрастных изверженных пород, включая и массивы гранитоидов мезозоя. Более половины всех дайковых поясов и даек имеет северо-восточное (50—70°) простирание.

Большинство интрузивных тел описываемого комплекса сосредоточено в пределах удлинненного дайкового поля, ориентированного в субширотном направлении и прослеженного с запада на восток на 300 км. Его ширина на западе, в бассейне р. Нюкжи и ее правых притоков, достигает 70 км, на востоке уменьшается до 40—50 км. Дайковое

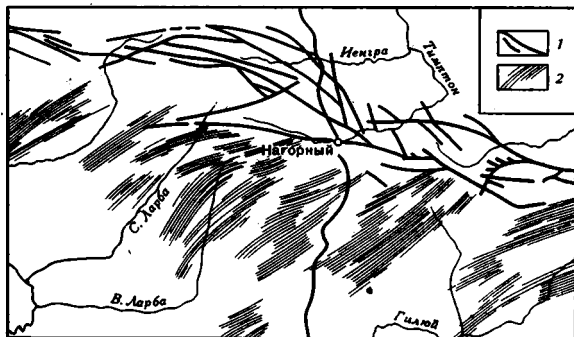


Рис. 1. Южно-Алданский глубинный разлом (1) и важнейшие дайковые пояса (2) северо-западной части Станового хребта

поле вытянуто вдоль окраины Алданского щита и с юга примыкает к Южно-Алданскому глубинному разлому. Дайковые пояса не пересекают разлом, и к северу от него развиты лишь единичные дайки. В пределах поля отдельные пояса даек ориентированы субпараллельно, располагаясь кулисообразно по отношению друг к другу, и под углом около 50° к простиранию самого поля (рис. 1).

Размеры дайковых поясов изменяются в широких пределах, от нескольких километров до 100—110 км в длину. Колеблется и количество даек, слагающих отдельные пояса и рои. Наиболее мелкие пояса состоят из нескольких сближенных даек; в строении крупных поясов принимают участие многие сотни интрузивных тел. Все они, за редким исключением, ориентированы согласно с простиранием поясов. Большим своеобразием строения дайковых поясов Станового хребта является их высокая насыщенность интрузивами, превышающими 50% площади поясов. В таких участках мощные дайки разделены узкими пластинами вмещающих пород, которые в пределах этих блоков обычно не изменяют своей ориентировки. В рамках всего описываемого дайкового поля пояса даек занимают 30,5% всей площади; на долю интрузивных тел приходится 9,1%. Таким образом, растяжение вдоль всего дайкового поля достигает значительной величины.

Образование зон и трещин растяжения, использованных дайковыми поясами, тесно связано с Южно-Алданским глубинным разломом, который не только является северной границей поясов, но и определяет их направление. В изученном районе зона Южно-Алданского разлома изменяет свое простирание с запада на восток на 10°, плавно поворачивая от направления восток-юго-восток 100° в бассейне правых притоков р. Нюкжи до направления 110° в бассейне р. Тимптона и Гонама. В соответствии с этим пояса даек изменяют свое направление с северо-восточного (50—60°) на западе до северо-восточного (60—70°) на востоке (рис. 1, 2). На диаграммах простирания Южно-Алданского разлома и дайковых поясов видно, что угол между преобладающими простираниями даек и простиранием разлома составляет 50°. Отмечается большое сходство диаграмм I и II, построенных для западной и восточной частей площади, причем все максимумы простирания даек и нарушений на диаграмме II повернуты на 10° по часовой стрелке относительно диаграммы I, что соответствует повороту Южно-Алданского разлома к юго-востоку на 10°.

Образование кулисообразных систем трещин растяжения или отрыва, оперяющих разломы и ориентированных к ним под острым углом, свидетельствуют об их связи со сдвигами вдоль этих разломов (Белоусов, 1962; Гзовский, 1956; де Ситтер, 1960). Для изучения деформаций при сдвигах в лабораторных условиях были проведены эксперименты с глиной и парафином Риделем (Riedel, 1929), а позднее М. В. Гзовским (1956). В результате этих опытов установлено, что в блоках, примыкающих к сдвигу, развиваются субпараллельные трещины растяжения или отрыва, расположенные под углом 45—47° к плоскости сдвига. Увеличение амплитуды сдвига ведет к увеличению этого угла до 50—60°. Острый угол между трещинами отрыва и плоскостью сдвига указывают на направление движения блоков.

В природных условиях трещины растяжения, оперяющие сдвиги, часто бывают использованы дайками (Гзовский, 1956; Морозенко и др., 1964; Campbell, 1947; Richey, 1939). Размеры отдельных даек и образующихся при этом дайковых полей колеблются в широких пределах. Одним из наиболее характерных примеров дайковых полей в приразломных трещинах растяжения являются пермо-карбоновые дайки Шотландии, описанные Ричи (Richey, 1939). Эти дайки оперяют Краевой разлом плоскогорья и ориенти-

рованы к нему под углом 30—45°. Длина отдельных даек, выполняющих, вероятно, оди-
 нские трещины растяжения, составляет в среднем 7—10 км, а наиболее протяжен-
 ные достигают 50—60 км. В Средней Азии Н. К. Морозенко, С. й. Шучин и Л. А. Ко-
 зюренок (Морозенко и др., 1964) описали крупное дайковое поле Варзоб-Кафирниган,
 приуроченное к трещинам растяжения вдоль системы разломов северо-западного про-
 стириания. Образование трещин растяжения они объясняют горизонтальными движе-
 ниями блоков, вмещающих дайки, вдоль разломов. В геологической литературе имеют-
 ся описания других подобных дайковых полей и поясов (Спритг, Вильсон, 1965; Cam-
 bell, 1947).

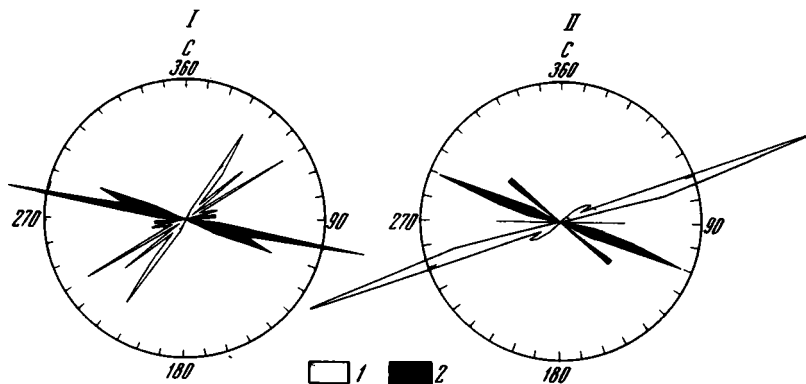


Рис. 2. Диаграммы простириания нарушений Южно-Алданского разлома
 и дайковых поясов западной (I) и восточной (II) частей площади
 1 — простириание даек и дайковых поясов; 2 — простириание нарушений, слагающих
 зону разлома

Образование системы дайковых поясов Станового хребта легко объяснить, если
 предположить сдвиговый характер движений вдоль Южно-Алданского глубинного раз-
 лома в верхнем мезозое. Расположение дайковых поясов под острым углом к разлому
 указывает на то, что он является левым сдвигом, вдоль которого происхо-
 дило перемещение южного блока в юго-
 восточном направлении. Вследствие больш-
 ой сложности строения разлома и его
 недостаточной изученности в настоящее
 время неизвестны прямые доказательства
 горизонтальных движений блоков вдоль
 разлома. Вместе с тем направление Южно-
 Алданского разлома на протяжении
 более 200 км точно совпадает с Техас-
 ским направлением сдвигов, выделяемых
 Муди и Хиллом (1960) для левых сдви-
 гов северо-западного простириания (рис.
 3). Согласно представлениям Муди и
 Хилла, все главные нарушения в плане-
 тарном масштабе подчиняются восьми
 направлениям. Полное совпадение Южно-
 Алданского разлома по простирианию
 и характеру перемещения блоков с Те-
 хасским направлением служит косвен-
 ным доказательством его сдвиговой при-
 роды. По мнению А. В. Пейве (1961), все
 важнейшие разломы, ограничивающие с
 юга Сибирскую платформу, являются
 сдвигами.

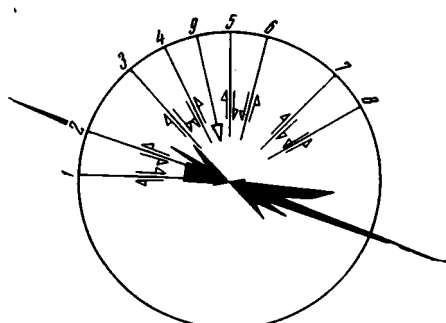


Рис. 3. Диаграмма простириания наруше-
 ний Южно-Алданского глубинного раз-
 лома и главные направления сдвигов
 1 — направление Ока; 2 — Техасское направ-
 ление; 3 — Сан-Андреасское направление; 4 —
 Колумбийское направление; 5 — Грейт-Гленское
 направление; 6 — Невадийское направление;
 7 — Новозеландское направление; 8 — Барг-
 леттское направление; 9 — направление перво-
 начальной сжимающей силы; $\alpha=345^\circ$ (по
 Муди и Хиллу, 1960)

Южно-Алданский глубинный разлом
 является одной из древнейших структур-
 ных единиц региона; на его существование с раннего докембрия указывают Ю. Б. Казь-
 мин (1962), А. Н. Неелов (Неелов и др., 1962) и другие исследователи. Длительная
 история развития Южно-Алданского разлома состоит из многократно повторяющихся
 вертикальных движений большой амплитуды. В настоящее время установлено, что дол-
 гоживущие глубинные разломы на протяжении своего существования часто меняют ха-

рактир движения, при этом сбросы превращаются в сдвиги, сдвиги сменяются надвигами (Пейве, 1965). По нашим представлениям, вертикальные движения по Южно-Алданскому разлому в верхнем мезозое сменялись горизонтальными перемещениями блоков, в результате чего вдоль разлома была образована система зон и трещины отрыва, использованных гипабиссальными интрузиями. Образование магмы, вероятно, было связано с тектоническими движениями по разлому и происходило преимущественно в северной части Становой области, где мощность земной коры в меловое время была достаточной для выплавки магм кислого и среднего состава (Гуров, Гурова, 1965). Трещины растяжения к северу от Южно-Алданского разлома не имеют дайкового заполнения, и растяжение здесь компенсировалось образованием мезозойских грабенов.

Литература

- Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. Госгеолтехиздат, 1962.
- Гзовский М. В. Механизм формирования сложных тектонических разрывов. Разведка и охрана недр, № 7, 1956.
- Гуров Е. П., Гурова Е. П. О мезозойских малых интрузиях северо-западной части Станового хребта. Докл. АН СССР, т. 162, № 2, 1965.
- Казьмин Ю. Б. Становой глубинный разлом, его развитие и влияние на магматизм и металлогению. Тр. ВАГТ, вып. 8, 1962.
- Кац А. Г. Об эффузивных покровах южной окраины Алданского щита. Тр. ВАГТ, вып. 2, 1956.
- Кац А. Г. К вопросу об истории формирования мезокайнозойских впадин Алданского щита. Тектоника Сибири, т. 1, Изд-во АН СССР, Новосибирск, 1962.
- Морозенко Н. К., Шукин С. И., Козюренко Л. А. Дайковое поле Варзоб-Кафирниган в Южном Гиссаре (южный Тянь-Шань). Зап. Всес. минералог. о-ва, ч. 93, вып. 3, 1964.
- Муди Дж. Д., Хилл М. Дж. Сдвиговая тектоника. В кн. «Вопросы современной зарубежной тектоники», Изд-во иностр. лит., 1960.
- Неелов Н. А., Глебовицкий В. А., Кац А. Г., Копяевич Л. В., Седова И. С. Юго-западная граница и возраст Алданского щита. Геология и геофизика, № 11, 1962.
- Пейве А. В. Тектоника и магматизм. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 3, 1961.
- Пейве А. В. Горизонтальные движения земной коры и принцип унаследованности. Геотектоника, № 1, 1965.
- Де Ситтер Л. У. Структурная геология. Изд-во иностр. лит., 1960.
- Спригг Р. К., Вильсон Р. Б. Горный пояс Масгрейв в пределах Южной Австралии, в кн. «Вопросы геологии Австралии». Изд-во «Мир», 1965.
- Судовиков Н. Г., Глебовицкий В. А., Другова Г. М., Крылова М. Д., Неелов А. Н., Седова И. С. Геология и петрология южного обрамления Алданского щита. Изд-во «Наука», 1965.
- Campbell N. The West Bau fault, Yellowknife. Can. Min. a. Metal. Bull., v. 425, sept. 1947.
- Richey J. E. Dykes of Scotland. Edinburgh geol. soc. Trans., v. 13, part 4, 1939.
- Riedel W. Zur Mechanik geologischer Brucherscheinungen. Centr. bl. Min. etc. Abt. B., 1929.

Институт минеральных ресурсов
Министерства геологии СССР
Симферополь

Статья поступила
6 сентября 1965 г.

УДК 551.245 575.1

В. Н. КАЛАЧЕВА, Л. Д. КНОРИНГ

ТРЕЩИНОВАТОСТЬ КАК ПОКАЗАТЕЛЬ ИСТОРИИ ФОРМИРОВАНИЯ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ

(на примере антиклинали Западный Арук-Тау)

В статье делается попытка изучения последовательности этапов формирования складчатой структуры в результате анализа трещиноватости слагающих ее горных пород.

В качестве объекта исследования выбрана антиклиналь Западный Арук-Тау, расположенная в пределах южной части Кафирниганского антиклинория Таджикской депрессии.

В тектоническом отношении эта структура представляет собой коробчатую складку, присводовая часть которой в северной ее половине осложнена гофрировкой. Простирается антиклиналь почти меридионально, имея длину 35 км при ширине до 5 км. Шарнир складки от места своего максимального подъема погружается под углом 5—10° в северном и южном направлениях. Наблюдается заметная ундуляция шарнира, в некоторых местах он погружается не плавно, а резко, создавая уступы на сводах складок.

В северной своей части, вследствие резко выраженной гофрировки слоев, антиклиналь расчленяется на несколько меридионально вытянутых линейных складок, простирающихся параллельно основной оси; они характеризуются гребневидной формой строения и, как правило, резкой асимметрией. Наряду с основной центральной складкой здесь выделяются западная и восточная складки; последняя в свою очередь имеет более мелкое ответвление. На западном крыле западной складки слон находятся в запрокинутом залегании; восточное крыло восточной складки характеризуется наибольшими в пределах антиклинали углами падения пород (до 75°).

В южной половине структуры гофрировка слоев выражена менее заметно. Здесь антиклиналь представляет собой единую складку, с более крутым (в отличие от северной части) западным крылом, в пределах которого отмечается небольшое осложнение в виде пологого антиклинального перегиба слоев. Южное периклинальное окончание характеризуется пологим погружением слоев, северное — более крутым.

Антиклиналь Западный Арук-Тау на всем своем протяжении сложена карбонатными породами нижнего палеогена, в основном известняками бухарских слоев и в значительно меньшей степени — доломитами и известняками акджарских слоев. И только в самых приподнятых частях складок вскрываются верхнемеловые отложения, представленные известняками, глинами, песчаниками и гипсами.

Палеогеновые отложения нарушены целой серией мелких сбросов как продольных, так и секущих; они характеризуются весьма незначительными амплитудами (от 2 до 40 м) и быстрым затуханием по простиранию.

Трещиноватость горных пород была изучена по девятнадцати профилям в 157 обнажениях в течение полевого периода 1963 г. Были измерены направления 10 860 трещин. Наблюдения проводились во всех литологических разностях, но основной материал собран по известнякам, развитым по всему разрезу.

Результаты изучения направлений трещин показали, что в пределах антиклинали Западный Арук-Тау в слагающих ее отложениях развито до четырнадцати систем трещин (не считая трещин по наслоению). Все они характеризуются закономерной ориентировкой по отношению к плоскости наслоения, что позволило их объединить в следующие категории.

1. Система трещин отрыва, перпендикулярная пласту и простирающаяся параллельно его падению — система I.

2. Система трещин отрыва, перпендикулярная пласту и протягивающаяся параллельно его простиранию — система II.

3. Две пары сопряженных систем трещин скалывания, перпендикулярных слою, где линия падения слоя является биссектрисой острого угла между одной парой систем, а линия его простирания — между второй парой — системы III—IV и IIIa—IVa.

4. Пара сопряженных систем трещин скалывания, равнонаклоненных к плоскости наслоения, но падающих в противоположные стороны и простирающихся параллельно линии падения слоя — системы V—VI.

5. Пара сопряженных систем трещин скалывания равнонаклоненных к плоскости наслоения, падающих в противоположные стороны и протягивающихся параллельно линии простирания слоя — системы VII—VIII.

6. Четыре системы трещин равнонаклоненных к плоскости наслоения, имеющие попарно-равные простирания в координатах слоя. Пересекаясь, эти системы образуют боковые грани ромбической пирамиды, высота которой перпендикулярна плоскости наслоения, а диагонали ромба совпадают с линиями падения и простирания слоя — системы IX, X, XI, XII. Механический тип их пока не выяснен; скорей всего они являются трещинами скалывания.

При этом было установлено, что трещины отрыва не меняют своей ориентировки в слоях разного состава, в то время как ориентировка трещин скола меняется в соответствии с изменением величины угла скалывания, которая определяется прочностными свойствами пород. У пород, менее прочных, угол скола больше.

Учитывая механический тип трещин и их сопряженность, нами изучались следующие группы систем трещин: 1) система I, 2) система II; 3) системы III и IV (совместно); 4) системы IIIa и IVa (совместно); 5) системы V и VI (совместно); 6) системы VII и VIII (совместно); 7) системы IX, X, XI и XII (совместно).

Почти каждая из описанных групп систем трещин включает в себя трещины, связанные как с общим развитием структуры или отдельных ее элементов, так и трещины, связанные с индивидуальными особенностями деформирования отдельных слагающих ее слоев.

Исследованием взаимоотношений трещин различных групп систем, прослеживанием их пересечений в керне и в шлифовках ориентированных образцов из обнажений установлено, что они возникли не одновременно, а в определенной последовательности, одинаковой для всех встреченных здесь литологических разностей пород.

Самыми ранними являются трещины систем I, за ними в порядке очередности их появления следуют трещины систем II и III—IV. Наклонные к слою трещины являются более поздними образованиями. Первыми из них возникли трещины систем V—VI, а затем соответственно VII—VIII и IX—XII. Место систем IIIa—IVa в этом ряду на имеющемся материале выяснить пока не удалось. Сопоставлением степени развития соответствующих систем трещин в различных слоях было установлено, что последую-

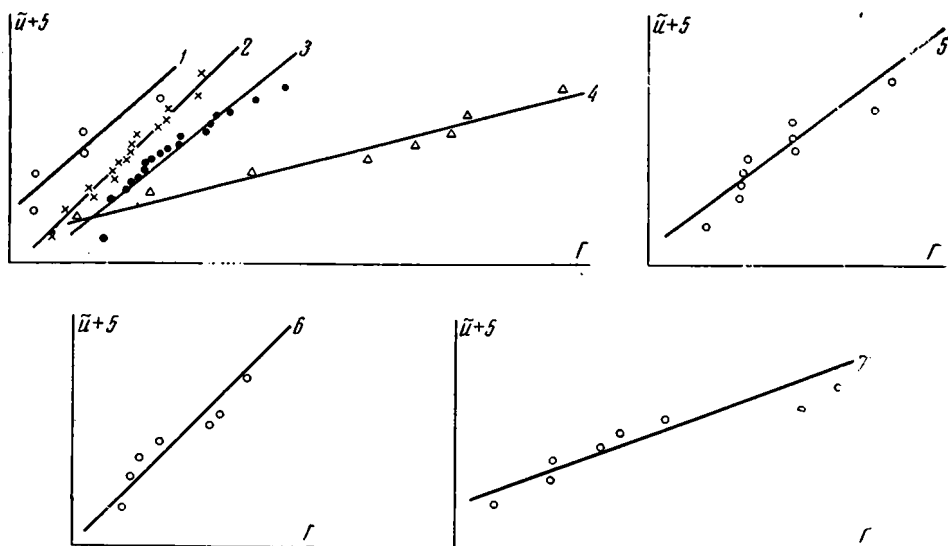


Рис. 1. Распределение густот различных систем трещин в системе координат $(\Gamma, \tilde{u}+5)$. Известняк бухарских слоев, мощность 3 м.
1 — система I; 2 — система II; 3 — системы III—IV; 4 — системы V—VI; 5 — системы VII—VIII; 6 — системы IX—XII; 7 — системы IIIa—IVa

щие системы прежде всего возникают в наиболее легко деформируемых породах в связи с их дополнительной деформацией, а уже затем по мере увеличения степени деформации всего рассматриваемого участка — и в других породах.

Проводимый в настоящей работе анализ относится к трещинам, связанным с деформацией всей структуры или отдельных ее участков. Трещины, связанные с дополнительными деформациями отдельных (наиболее легко деформируемых) слоев, из рассмотрения исключены.

Исходя из поставленных целей исследования мы прежде всего должны были решить две задачи:

1) установить в пределах антиклинали Западный Арук-Тау границы областей развития разновозрастных систем трещин и выявить таким образом по ним участки, находившиеся в различном напряженном состоянии;

2) выделить в пределах областей развития каждой из семи групп систем трещин участки различной интенсивности (густоты) их проявления, обусловленной действием только тектонического фактора в «чистом» виде.

Первая задача — выделение областей распространения трещин каждой группы систем — решалась путем фиксирования на структуре участков появления этой группы систем трещин и последующего их оконтуривания.

Вторая задача — выделение на поднятии областей, различающихся по густоте трещин соответствующей группы систем, — решалась путем изучения распределений вероятностей густоты соответствующих систем. Смысл такого решения состоит в следующем. Учитывая, что на густоту трещин, кроме тектонического фактора, влияет литологический состав пород слоя и его мощность, мы предполагали, что в слоях одного состава и постоянной мощности смешанные распределения густот соответствующей группы систем, отвечающие участкам различной густоты, будут неоднородными. Густоты же каждой группы систем трещин в пределах однородного в этом отношении участка должны принадлежать одной совокупности, имеющей одновершинное симметричное распределение (скорей всего нормальное). Чтобы убедиться в правильности этого предположения, мы произвели серию выборок, включающих от 5 до 19 обнажений, расположенных в пределах одного структурного участка, где густота каждой из семи групп систем замерялась в пределах одного слоя бухарских известняков постоянной мощности. Затем построили диаграммы в системе координат $(\Gamma, \tilde{u}+5)$. Величина

$\bar{u}+5$ находилась в специальных таблицах (Дунин-Барковский, Смирнов, 1955). Если распределение густот в отобранных последовательностях согласуется с нормальным, то значения $\bar{u}+5$, отвечающие наблюдаемым густотам, должны располагаться на одной прямой. На рис. 1 приведены графики распределения густот всех семи групп систем. Из представленных графиков видно, что последовательность точек ($\bar{u}+5$) располагается приблизительно на одной прямой. Таким образом, проведенная проверка показала,

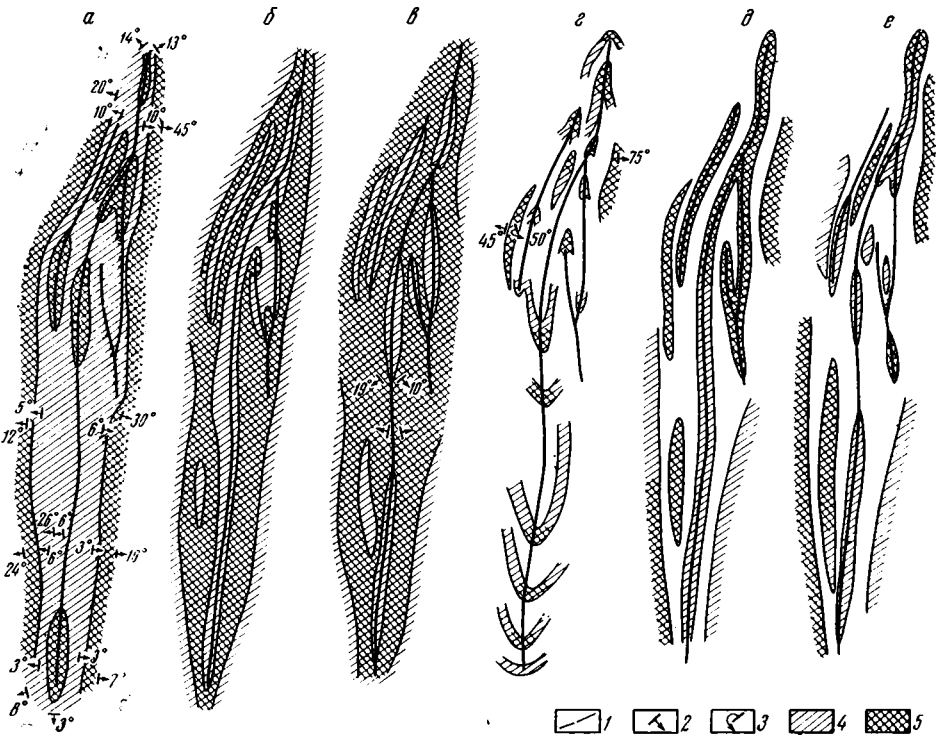


Рис. 2. Схема развития различных систем трещин и распределения их густоты по площади антиклинали Западный Арук-Тау

а) система I, б) система II, в) системы III—IV, г) системы V—VI, д) системы VII—VIII, е) системы IX—XII. 1 — осевые линии складок; 2 — элементы залегания слоев; 3 — запрокинутое залегание слоев; 4 — участки пониженной густоты трещин; 5 — участки повышенной густоты трещин

что анализ густоты всех групп систем трещин может производиться в первом приближении на основе представления о принадлежности ее к совокупности, имеющей одновершинное симметричное распределение.

В силу этого для решения поставленной задачи выделения на антиклинали областей, отличающихся по густоте трещин соответствующей группы систем, необходимо неоднородное распределение густоты трещин каждой группы систем в слоях одного литологического состава и постоянной мощности разделить на отдельные распределения с последующей оценкой параметров каждого. Затем, ставя в соответствие каждому распределению отвечающие ему участки структуры, установить границы областей развития различной интенсивности трещин.

Во всех случаях неоднородное распределение удавалось разделить только на две части, каждая из которых представляла собой совокупность, имеющую одновершинное симметричное распределение. Обнажения, в которых густота трещин рассматриваемой системы относилась к распределению с большим средним, соответствовали участкам повышенной густоты, а обнажения с меньшим средним — участкам пониженной густоты.

Естественно, что при таком способе удастся выделить области с резко различными значениями густоты и умеренными дисперсиями. Но даже такое приближенное решение задачи оказалось достаточным, чтобы в общих чертах судить о распределении на поднятии областей повышенной и пониженной густоты трещин всех семи групп систем.

В результате решения двух поставленных выше задач было установлено, что более ранние нормальные к слою трещины (системы I, II, III—IV) развиты на всей площади антиклинали Западный Арук-Тау, отличаясь только интенсивностью

своего проявления на различных структурных участках. Наклонные к слою трещины приурочиваются закономерным образом только к определенным участкам структуры (рис. 2).

Трещины системы I встречаются на всех участках структуры (рис. 2*а*). Повышенная густота их приурочена, в основном, к внешним частям обоих крыльев структуры. В центральной части антиклинали участками повышенной густоты являются только периклинальные окончания и ядро основной складки, а также южная периклиналь западной и северная — восточной складок и наиболее ярко выраженный синклинальный прогиб между западной и основной складками.

Трещины системы II встречаются также повсеместно (рис. 2*б*). Если повышенная густота системы I была приурочена к самым внешним частям крыльев, то повышенная густота системы II тяготеет к присводовым их частям. Участки повышенной густоты системы II, в отличие от системы I, фиксируются на периклинальных окончаниях всех складок, но не распространяются, как и для системы I, на их присосевые части. В этом отношении характерен небольшой антиклинальный перегиб на западном крыле южной половины структуры. Присосевая часть этого перегиба, так же как и присосевые части всех складок, характеризуется пониженной густотой.

Трещины систем III—IV, так же как и предыдущие, встречаются на всех участках структуры (рис. 2*в*). По данным густоты этих систем наблюдается дальнейшее расширение участков повышенной густоты трещин за счет продвижения их границы к присосевым частям складок, что наблюдалось уже по трещинам системы II. Повышенной густотой трещин систем III—IV отмечены места погружения шарнира не только на периклиналях складок, но и на месте ундуляции шарнира, в центральной части основной складки, где в настоящее время отмечено плавное замыкание слоев, отделяющее северную половину антиклинали от южной.

Особенностью следующих по времени образования систем V—VI является то, что они, в отличие от более ранних систем, развиты не на всей антиклинали, а локализируются на строго определенных ее участках (рис. 2*г*). Так, трещины этих систем приурочиваются к тем участкам сводов, где шарнир погружается уступами. К области развития систем V—VI относится также повернутая часть западного крыла и небольшой наиболее крутой участок восточного крыла восточной складки. Следовательно, этими системами начинает уже подчеркиваться разница и в строении крыльев. Участки повышенной густоты этих систем тяготеют к присосевым частям, приурочиваясь к внутренней (вогнутой) стороне обособленных участков их развития.

Развитие трещин систем VII—VIII приурочено, в основном, к присводовым частям складок (рис. 2*д*). В отличие от предыдущих систем (V—VI) трещины этих систем связаны с местами резкого изгиба слоев вдоль складки, а не вкрест простирания. Характерно, что этими трещинами отмечен и небольшой антиклинальный перегиб слоев на западном крыле южной половины структуры. Появление этих трещин фиксируется также и на крыльях складок. Такими участками являются повернутая часть западного крыла западной складки и крутая часть восточного крыла восточной складки. Эти участки отмечались уже появлением систем V—VI, только в данном случае их площадь стала больше. В отличие от предыдущих систем (V—VI) рассматриваемые системы присутствуют также на внешних частях крыльев южной половины структуры. Участками повышенной густоты являются только гребневидные своды складок и наиболее крутые (в том числе и повернутые) части крыльев. По густоте этих систем уже отмечается разница как в строении сводов, так и в наклоне крыльев в южной половине структуры (в северной половине разница в наклоне крыльев отмечалась уже системами V—VI).

Системы IX—XII также встречаются не повсеместно, а приурочены к отдельным участкам антиклинали (рис. 2*е*). Такими участками являются прежде всего своды складок, но в отличие от системы VII—VIII рассматриваемые системы развиваются на сводах спорадически. Характерные особенности этих участков не установлены. Возможно, они связаны с местами изгиба осевой плоскости складки в плане. Развитием этих систем отмечена также присосевая часть антиклинального перегиба на западном крыле в южной половине структуры, где они занимают большую площадь, чем системы VII—VIII. На крыльях складок рассматриваемые системы развиты примерно в тех же местах, что и предыдущая группа. Но если густотой последней отмечалась разница в наклоне крыльев южной половины структуры только на небольшом участке, то в данном случае она фиксируется уже на всем протяжении крыльев, где эта разница существует.

Таким образом, разновозрастные системы трещин распределяются по площади антиклинали Западный Арук-Тау неравномерно, обнаруживая различный характер связи со строением складки. Самые ранние трещины (системы I, II, III—IV) охватывают всю структуру в целом, прослеживаясь на всех ее участках. Более молодые трещины закономерно приурочиваются к определенным элементам складок. При этом характер связи трещин со строением структуры обнаруживает вполне определенную тенденцию при переходе от трещин более ранних к трещинам более молодым. Эта тенденция проявляется в том, что распределением трещин последовательно отражаются все более мелкие ее осложнения.

Несколько особняком стоят трещины систем IIIa — IVa. Их распределение по площади структуры не обнаруживает связи с описанной тенденцией. Для них характерна

приуроченность к областям развития мелких разрывных нарушений. Участки их интенсивного развития имеют вид полос, зажатых между этими нарушениями. Направления трещин и разрывных нарушений совпадают или весьма близки.

Изложенные результаты позволяют восстановить механическую обстановку, существовавшую на различных участках структуры в различные отрезки времени, и проследить характер деформаций, связанных с развитием определенных структурных элементов.

Известно (Гзовский, 1954), что при постоянной ориентировке главных нормальных напряжений и постоянном соотношении их величин могут образоваться либо две сопряженные системы трещин свола, либо одна система трещин отрыва. При этом трещины отрыва располагаются перпендикулярно направлению действия алгебраически максимальных главных нормальных напряжений (σ_1). В момент образования трещин свола ось алгебраически минимальных главных нормальных напряжений (σ_3) является биссектрисой острого угла между ними, а ось промежуточных напряжений (σ_2) совпадает с линией их пересечения. Это обстоятельство позволяет по трещинам реконструировать напряженное состояние в каждой точке структуры. Последовательность образования соответствующих групп систем трещин указывает тем самым на последовательность смены полей напряжений, сопровождающих развитие отдельных элементов структуры.

Выявленная авторами закономерная связь всех систем трещин с ориентировкой плоскости наслоения позволяет заключить, что все проявившиеся на складке поля напряжений характеризуются тем, что в каждой точке структуры направления действия двух главных нормальных напряжений совпадают с линией падения и простирания слоя, а направление третьего располагалось перпендикулярно слою. С течением времени происходило переименование осей напряжений при сохранении указанных направлений их действия, что приводило к образованию новых систем.

Восстановление наименования осей напряжений производилось по методу М. В. Гзовского (1954, 1962), при этом учитывалась возможность изменения величины угла между сопряженными трещинами скалывания под действием пластических деформаций, испытываемых породами уже после образования соответствующих трещин.

Последовательно проявившиеся на антиклинали Западный Арук-Тау поля напряжений имели следующий вид.

В момент образования трещин системы I алгебраически максимальные главные нормальные напряжения (σ_1) в пределах антиклинали располагались параллельно плоскости пласта, следуя вдоль оси антиклинали.

Описанное поле сменилось другим, тоже проявившимся на всей антиклинали. В этот момент алгебраически максимальные главные нормальные напряжения (σ_1), располагаясь по-прежнему в плоскости слоя, действовали уже перпендикулярно оси антиклинали.

Новые условия, сменившие описанные, привели к тому, что породы начали разрушаться с образованием трещин слоя (системы III—IV). Напряженное состояние отдельных частей складок в этот момент не было однородным (рис. 3). На подавляющей площади складки траектории осей наибольшего сжатия или наименьшего растяжения (σ_3) были направлены по слоистости вкост простирания оси, а траектории наибольших растягивающих напряжений (σ_1), направленные по слоистости, были параллельны ей. Периферийные части крыльев, а также прогибы, отделяющие основную складку от западной и восточной, характеризуются обратным направлением траекторий. Отмеченное явление, по-видимому, может быть связано с выжиманием менее вязких пород из приосевых частей в прогибы и на крылья.

Последующие поля напряжений проявлялись уже не на всей антиклинали, а приурочивались к определенным ее участкам. В момент образования систем V—VI поле напряжений в отмеченных ранее местах не было однородным. На внешней (в плане) выпуклой стороне каждого обособленного участка развития систем V—VI траектории осей наибольшего сжатия (σ_3) перпендикулярны слоистости, а траектории осей наибольшего растяжения (σ_1) лежат в плоскости слоя и направлены расходящимся веером по простиранию пород и вдоль оси. На вогнутой стороне отмеченных участков картина обратная.

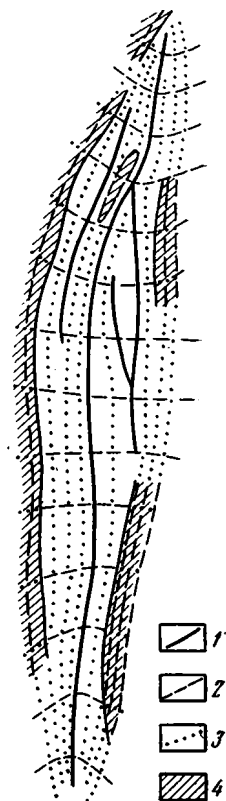


Рис. 3. Схема напряженного состояния отдельных частей антиклинали Западный Арук-Тау в период образования трещин систем III—IV

1 — осевые линии складок; 2 — алгебраически минимальные главные нормальные напряжения; 3 — алгебраически максимальные главные нормальные напряжения; 4 — участки с аномальным направлением траекторий

Напряженное состояние отдельных частей складки, сменившее описанное, характеризуется на подавляющем протяжении направленными по падению слоя и перпендикулярно оси складок траекториями алгебраически максимальных главных нормальных напряжений (σ_1). Траектории наибольших сжимающих напряжений (σ_3) перпендикулярны слою и образуют расходящийся вверх веер. Приосевые части складок находились в несколько ином напряженном состоянии. Здесь описанное поле имело место только в верхних частях литологически выделяющихся пачек слоев. В подошвенных частях каждой такой пачки по слоистости направлены уже траектории наибольших сжимающих напряжений (σ_3), а расходящимися вверх, веером, расположены траекто-

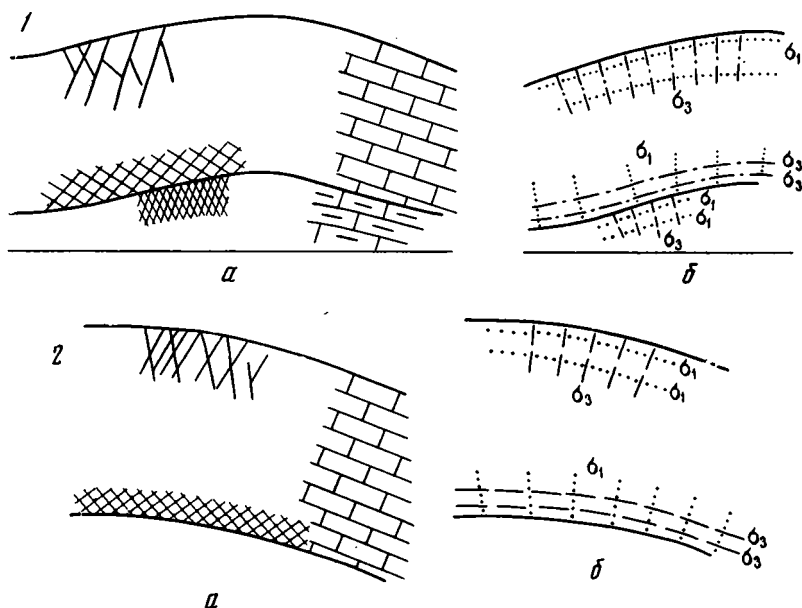


Рис. 4. Сопоставление особенностей трещиноватости в подошве и кровле однородных пачек (а) и распределение напряжений в них (б). В правой части (рис. 4а) условно показан литологический состав, в левой — положение трещин

1 — обнажение мергелей и известняков маастрихтского возраста; 2 — обнажение известняков бухарского возраста. σ_1 — алгебраически максимальные главные нормальные напряжения; σ_3 — алгебраически минимальные главные нормальные напряжения.

рии наибольших растягивающих напряжений (σ_1) (рис. 4). Описанное поле напряжений характеризуется тем, что оно проявлялось только в строго определенных областях поднятия, где и развивались системы VII—VIII.

Трещины систем IX—XII, видимо, определяют собой еще одно поле напряжений. Однако напряженное состояние по этим трещинам мы не восстанавливали, так как природа их осталась в известной мере не выясненной. Можно только отметить, что это поле также не было однородным, на что указывает различная величина наклона этих трещин к плоскости наслоения, а также тот факт, что длинная диагональ ромба (основания пирамиды, образуемой этими трещинами) совпадала в одних случаях с линией падения слоя, а в других — с линией его простирания. Траектории осей σ_1 и σ_3 , видимо, в этом случае не лежали одновременно в плоскости слоя.

Поле напряжений, соответствующее трещинам систем IIIа—IVа, характеризуется тем, что траектории наибольших растягивающих напряжений (σ_1) направлены по слоистости перпендикулярно оси, а наибольших сжимающих или наименьших растягивающих (σ_3) также лежат в плоскости слоя и направлены вдоль оси складок. Это поле проявлялось в основном в местах развития мелких разрывных нарушений, тяготея к своду антиклинали.

Таким образом, на территории антиклинали Западный Арук-Тау после палеогена происходили неоднократные значительные изменения напряженного состояния пород. Смена первого поля вторым и третьим происходила на всей площади структуры. Последующие поля проявлялись только в определенных участках структуры.

Как известно (Гзовский, 1963), смена напряженного состояния может вызываться как изменением характера внешних сил, так и развитием пластических деформаций внутри деформируемого тела и появлением в нем трещин. Приведенные данные о характере связи трещин со строением антиклинали скорее всего свидетельствуют, что смена полей напряжений происходила в процессе изменения формы складки и последовательного появления трещин. В пользу этого может говорить тот факт, что на первых этапах,

когда структура, видимо, не была сильно дифференцирована по строению, поля напряжений проявлялись на всей ее площади. В дальнейшем по мере ее развития и появления осложняющих ее структурных элементов возникли поля напряжений, проявляющиеся именно в пределах этих элементов, что и заставляет связывать появление новых полей напряжений с развитием этих элементов. Наконец, в процессе складкообразования вследствие неравномерности давления в разных частях антиклинали происходило смещение материала более пластичных толщ (в данном случае гипсовых и глинистых слоев), подстилающих бухарские известняки, в результате чего в ряде мест гипсы прорывали толщу известняков. Это перетекание материала по всей вероятности и приводило к появлению напряжений, под действием которых наряду с нарушениями возникали трещины систем IIIa—IVa. Описанное распределение трещин систем IIIa—IVa свидетельствует, что смещение материала происходило в основном по простиранию слоев, достигая наибольшей интенсивности на своде и присводовых частях крыльев.

Таким образом, все приведенные данные получают удовлетворительное объяснение, если считать, что поля напряжений, сопровождающая рост антиклинали, менялись в связи с неравномерным развитием определенных ее элементов. Изменения напряженного состояния пород тем самым определяют собой последовательные этапы усложнения формы структуры.

Для выяснения изменений формы структуры на каждом таком этапе авторы исходили из следующих положений, наиболее полно разработанных М. В. Гзовским (1963).

1. Образование трещин происходит совместно с упругим и пластическим деформированием горных пород.

2. Появление трещин и их густота определяются величиной действующих напряжений, которая в свою очередь связана со скоростью пластической деформации.

За одинаковый период времени различная скорость на разных участках приведет к различной величине пластической деформации, что должно неминуемо отразиться как на форме расгущего поднятия, так и на трещинах, развивающихся в этих участках. Следовательно, по густоте трещин и их распространению имеется возможность судить о форме складки в моменты образования соответствующих систем трещин.

В свете изложенного выше наиболее вероятное объяснение описанной связи трещин с морфологией структуры кроется в последовательном усложнении строения антиклинали в процессе ее развития и возникновении трещин на разных этапах этого процесса. Последовательность усложнения связи трещин с формой антиклинали есть тем самым последовательность изменения формы последней.

Изменение формы складки по данным развития трещин выявляется в следующей последовательности.

На первых этапах (вплоть до появления систем III—IV) складка имела сравнительно простую форму с симметричными крыльями. Изменение формы структуры в этот период происходило главным образом за счет усложнения присводовой части. В ее пределах первоначальная гофрировка слоев проявилась только в виде структурных носов, располагающихся на месте современных южного и северного периклинальных окончаний соответственно западной и восточной складок (система I). В дальнейшем (система II) структурные носы преобразовывались в дополнительные складки (западную и восточную). Одновременно с этим формировался и небольшой антиклинальный перегиб на западном крыле в южной половине антиклинали.

На следующем этапе усложнение структуры идет в основном за счет индукции шарниров складок. Сначала (системы III—IV) намечались участки плавного погружения шарнира основной складки, что привело к отделению южной половины структуры от северной (см. рис. 2 в). Затем при последующем развитии структуры (системы V—VI) шарнир начал испытывать более резкие ступенчатые погружения не только на основной складке, но и на западной и восточной.

В этот же период начинает проявляться разница в наклоне крыльев на северной половине антиклинали. Процесс этот коснулся прежде всего запрокинутой в настоящее время части западного крыла западной складки на небольшом ее участке, вытянутом в виде узкой полосы (системы III—IV). В дальнейшем (системы V—VI) больший наклон приобрел уже более обширный участок этого крыла.

Кроме того, в этот же период асимметричное строение начинает принимать и восточная складка, правда, сначала на небольшом своем протяжении. Такое опережение в развитии отмеченных участков по сравнению с другими частями крыльев, видимо, привело к тому, что в настоящее время именно в этих областях крыльев наблюдается наиболее крутое залегание пород, вплоть до запрокидывания.

Различие в наклоне крыльев на южной половине структуры возникло на последующих этапах. Вначале более крутое залегание приобрели слои только на небольшом участке западного крыла у южного окончания антиклинали (системы VII—VIII), а затем уже на всем протяжении, где в настоящее время наблюдается более крутое падение пород на западном крыле по сравнению с восточным (системы IX—XII).

Таким образом, в результате детального изучения распределения различных систем тектонических трещин по площади антиклинали Западный Арук-Тау установлено:

1. Разновозрастные системы трещин по-разному связаны с морфологией складки. Связь эта обнаруживает довольно четкую тенденцию, которая проявляется в том, что

последовательно возникающие системы трещин своим распределением по площади под-
нятия отражают все более мелкие детали его строения.

2. При формировании антиклинали Западный Арук-Тау происходили неоднократные
значительные изменения напряженного состояния пород. Эти изменения определяют
собой последовательные этапы развития складки. Поля напряжений, сопровождающая рост
антиклинали, проявлялись по-разному. Ранние поля напряжений проявлялись на всей
площади структуры. В дальнейшем по мере роста антиклинали и усложнения ее строе-
ния возникали поля, связанные с развитием отдельных частей складок. Это явление
привело к существованию на поднятии областей, находившихся в процессе его разви-
тия в разном напряженном состоянии.

Иными словами, поля напряжений одновременно определяют возникновение соот-
ветствующих систем трещин и фиксируют соответствующие этапы развития складки.

3. Трещины формировались в течение нескольких этапов одновременно с ростом ан-
тиклинали, каждому этапу роста соответствует определенная система трещин. Следо-
вательно, изменение формы антиклинали на отдельных этапах ее роста может быть
установлено на основании анализа распределения по площади поднятия разновозраст-
ных систем трещин, что и сделано авторами в качестве первого опыта.

Авторы пользуются случаем выразить благодарность Е. М. Смехову, под чьим ру-
ководством проводилась работа, и М. В. Газовскому за консультацию.

Литература

Га з о в с к и й М. В. Тектонические поля напряжений. Изв. АН СССР. Сер. геофиз., № 5,
1954.

Га з о в с к и й М. В. Новое направление изучения складок. В сб. Складчатые деформа-
ции земной коры, их типы и механизм образования. Изд-во АН СССР, 1962.

Га з о в с к и й М. В. Основные вопросы тектонофизики и тектоника Байджансайского
антиклинория. Ч. III и IV. Изд-во АН СССР, 1963.

Д у н и н - Б а р к о в с к и й И. В., С м и р н о в Н. В. Теория вероятностей и матема-
тическая статистика в технике (общая часть). Гостоптехиздат, 1955.

Всесоюзный нефтяной
научно-исследовательский
геолого-разведочный институт

Статья поступила
8 апреля 1965 г.

УДК 551.243(234.9)

А. М. ШУРЫГИН

АСТРАХАНСКИЙ ТЕКТОНИЧЕСКИЙ ПОКРОВ НА ЮГО-ВОСТОЧНОМ КАВКАЗЕ

Астраханский покров на юго-восточном Кавказе был вскрыт в трех профилях кар-
тировочно-разведочными скважинами в окрестностях с. Астраханка М. Ф. Молчано-
вым. По его данным, покров образован ниже- и верхнемеловыми породами, смятыми
в пологие складки и лежащими на отложениях верхнего мела. Возраст пород автохто-
на и аллохтона был подтвержден определениями микрофауны, списки которой приво-
дятся в статье А. Н. Шарданова и М. Ф. Молчанова (1954). На профилях, приведен-
ных в статье, покров имеет корытообразную форму: поверхность, отделяющая автох-
тон от аллохтона, круто падает во фронтальной и тыловой части, а в днище покрова
она почти горизонтальна. По представлению авторов, «покров образовался в резуль-
тате гравитационного оползания громадной пластины пород, подрезанной пологим
надвигом».

Несколько позже была опубликована статья К. А. Исмаилова (1957). Автор кри-
тикует представления о покровном строении Астраханского района и предлагает но-
вую интерпретацию буровых данных.

Разногласия в трактовке строения Астраханского участка определялись тем, что
авторы основывались лишь на буровых данных, почти не привлекая результаты назем-
ных наблюдений. А в сложных тектонических условиях, даже при хорошо разработан-
ной стратиграфии, одни и те же буровые данные не могут быть истолкованы одно-
значно, и варианты А. Н. Шарданова и К. А. Исмаилова не исчерпывают всех воз-
можных решений. Для разрешения вопроса были необходимы данные детальных на-
земных наблюдений над структурой района.

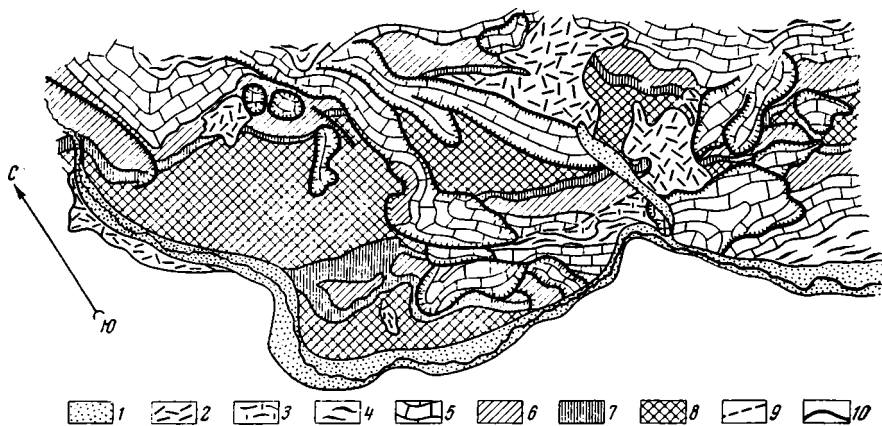


Рис. 1. Оползни на левобережье р. Чикил-чай

1 — аллювий; 2 — оползни второго типа; 3 — верхний кампан — нижний миоцен; 4 — сантон — нижний кампан; 5 — верхний турон — коньяк; 6 — сеноман — нижний турон; 7 — верхний апт — альб; 8 — баррем — нижний апт, 9 — разрывы; 10 — поверхности скольжения оползней первого типа

Автор настоящей статьи попытался восполнить этот пробел при детальном картировании в северо-западном Кобыстане (в том числе и на Астраханской площади) в 1959—1960 гг. При составлении геологической карты этого района значительную помощь оказали аэрофотоснимки, их дешифрирование помогло обнаружить ряд интересных деталей структуры.

Кроме того, были рассмотрены первичные данные структурно-поискового бурения. Почти все скважины пройдены с частым отбором керна (до 50%) и последующим определением микрофауны. Породы, слагающие Астраханскую площадь, литологически расчленены на свиты, хорошо различаемые и в обнажениях, и в керне. Поэтому в большинстве случаев сопоставление разрезов скважин между собой не вызвало затруднений.

Наши наблюдения подтвердили существование Астраханского покрова. Удалось выяснить многие интересные детали его строения, дающие указание на механизм формирования покрова. Кроме Астраханской, было обнаружено еще несколько пластин покровного типа меньшего размера. Все покровы, по-видимому, одновозрастны и имеют единую природу (Шарданов, Молчанов, 1954).

Район, изображенный на геологической карте, расположен в бассейнах рек Чикил-чая, Козлу-чая и Пирсагата. В центре района находится сел. Астраханка. По периферии расположены селения: Арчман на западе, Чистый Ключ на севере, Хильмили на юго-востоке и Конахкенд на юго-западе.

Основные черты стратиграфии. Отложения аллохтона и автохтона близки по составу; если и есть между ними различия, то они не существенны и не могут быть решающими. Примечательно, что А. Н. Шарданов и М. Ф. Молчанов (1954), учитывая особенности разреза, сделали заключение, что покров существует, К. А. Исмаилов (1957), анализируя особенности того же разреза, пришел к выводу, что покров отсутствует.

Основание разреза слагается мощной (2—2,5 км) толщей серых и зеленовато-серых глин, по возрасту отвечающих готериву — нижнему апту. Верхнему апту и альбу отвечает пестроцветная существенно глинистая толща мощностью 100—150 м. Нижняя часть верхнего альба отвечает кюлюлинскому горизонту, сложенному чередующимися мелкозернистыми песчаниками и серыми глинами.

Верхнемеловые отложения имеют флишевый характер: песчано-глинистый флиш кемшдагской свиты (сеноман и нижний турон), карбонатный флиш свиты кемчи (верхний турон и коньяк), пестроцветный карбонатно-глинистый флиш юнусдагской свиты (сантон и нижний кампан), карбонатный флиш агбурунской свиты (верхний кампан и маастрихт), песчано-мергелистый флиш ильхидгагской свиты (датский ярус). Общая мощность верхнемеловых отложений составляет 1,5 км.

Третичный разрез существенно глинистый. Красные глины сумгатской свиты (палеоцен) трансгрессивно перекрывают отложения маастрихта и данния и имеют мощность до 200 м. Нижний отдел коунской свиты сложен зелеными глинами с прослоями белых мергелей, мощность отдела 100—150 м. Выше лежащие глины майкопской свиты достигают по мощности 600—700 м.

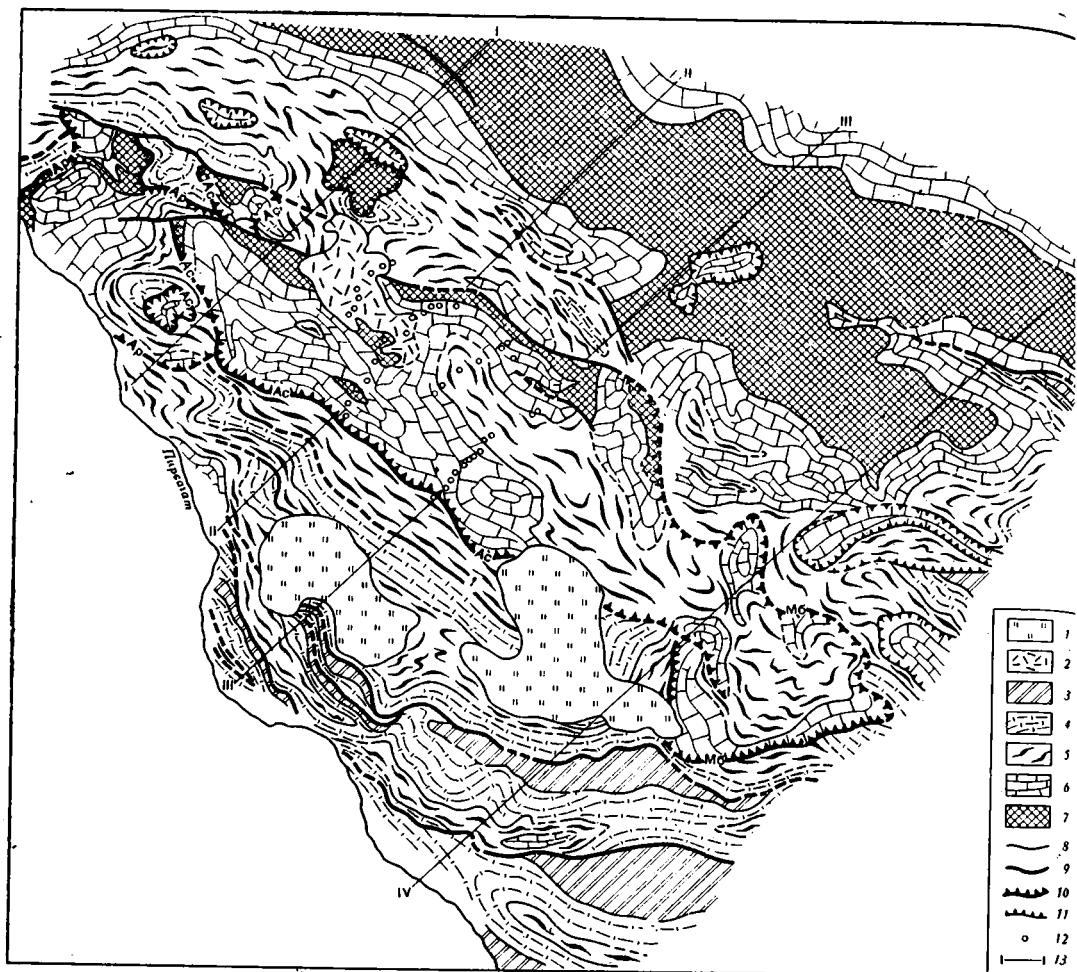


Рис. 2. Схематическая геологическая карта северо-западного Кобыстана

1 — четвертичные, делювиальные и пролювиальные отложения; 2 — сопочная брекчия; 3 — палеоцен — нижний миоцен; 4 — верхний кампан — данай; 5 — сантон — нижний кампан; 6 — сеноман — коньяк; 7 — баррем — альб; 8 — стратиграфические границы; 9 — разрывы; 10 — контуры крупных покровов; Ас — Астраханского, Ар — Арманского, Мб — Мокрой балки; 11 — контуры небольших покровов; 12 — скважины, 13 — линии профилей

Особого внимания заслуживают оползневые отложения. Оползни развиты здесь чрезвычайно широко, они многообразны по характеру. Для целей структурного изучения их удобно подразделить на два типа. К первому типу относятся одиночные крупные оползни, скольжение которых не сильно нарушило внутреннюю структуру массива. Второй тип образуется множеством мелких оползнями, слагающими широкие поля и полосы, внутренняя структура которых не имеет ничего общего со структурой коренных пород.

Оползни первого типа развиваются обычно под крутыми склонами. На отдельных примерах можно было наблюдать различные стадии развития оползней, которое представляется в такой последовательности. Если в рельефе имеется уступ (обрыв), то породы уступа часто проседают. Разрыв, отделяющий просевшие породы от ненарушенных, обычно в плане дугообразно изогнут, так что один или оба его конца выходят к обрыву. Подрезанный блок пород оседает вниз и несколько смещается в горизонтальном направлении.

Если зеркало скольжения в нижней своей части не выходит на дневную поверхность, образуются детрузивные оползни (по терминологии А. П. Павлова). При перемещении они сминают породы, расположенные спереди. Амплитуда смещения подобных оползней незначительна. Такие оползни можно видеть на бортах всех крупных долин. Если зеркало скольжения в нижней своей части выходит на поверхность, оползни свободно соскальзывают вниз по склону (деляпсивные оползни А. П. Павлова). Амплитуда смещения таких оползней зависит от длины склона и может быть значительной.

Подавляющее большинство оползней слагается свитой кемчи (карбонатный флиш). Пластичные увлажненные глины кемишдагской свиты и глинистых пачек самой свиты кемчи играли роль смазки, по которой скользили пластины карбонатного флиша. Оползни свиты кемчи особенно широко распространены на южном склоне Главного хребта, в окрестностях сел. Чистый Ключ (рис. 1). Здесь можно видеть крупные (длиной до 4 км, шириной 0,5—1 км) полосы пород свиты кемчи. Один конец каждой такой полосы соскользнул далеко по склону на отложениях готерива — баррема, а другой остался около поля свиты кемчи, породившего оползень. Если эти полосы вернуть в исходное положение, придвинув одну к другой, они образуют единую пластину, как континенты в построениях Вегенера после соединения образуют единый материк.

Основные черты тектоники

Рассматриваемый район расположен на южном крыле Кавказского мегантиклинория. При работах к западу от нашего района было установлено, что погружение пород от осевой части мегантиклинория на юг, к Куринской депрессии, имеет в целом ступенчатый характер. На ступенях породы не испытывают значительного погружения вкрест простираия, оно происходит на крупных флексурах, разделяющих ступени.

В наш район протягиваются две ступени — Бабадагская и Ковдагская. Бабадагская ступень занимает северо-восточную часть района и сложена на этом участке меловыми отложениями (от готеривских) и в незначительной степени третичными. Ковдагская ступень проходит через среднюю и юго-восточную часть района и сложена преимущественно верхнемеловыми породами (рис. 2). Нижнемеловые породы имеют здесь ограниченное распространение и приурочены, как правило, к тектоническим покровам.

Бабадагская и Ковдагская ступени разделяются Гуздучайской флексурой. Она протягивается от с. Пирбейли на восток — юго-восток, пересекая междуречье Козлужая и Чикил-чая, и далее вдоль субширотного участка Чикил-чая по северному борту долины. В западной части района Гуздучайская флексура слагается опрокинутыми на юг породами от готерива до кампана, амплитуда флексуры 1,5—2 км (рис. 3, профили I и II). В восточной и особенно в средней части района флексура выражена менее резко. Здесь значительно меньше амплитуда флексуры, а слагающие ее породы находятся не в опрокинутом, а в нормальном залегании.

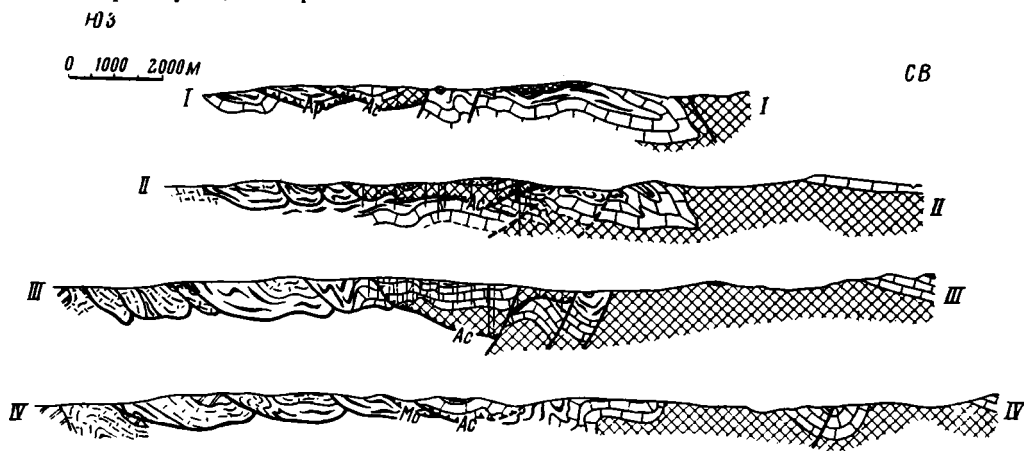


Рис. 3. Разрезы к геологической карте. Условия обозначения те же, что на рис. 2

Гуздучайская флексура образует южное крыло Гуздучайской антиклинали — крупного поднятия, протягивающегося по южному краю Бабадагской ступени. В ядре антиклинали выходят глины готерива-баррема, на крыльях — свиты до кампана включительно. В западной части района антиклиналь опрокинута на юг, в восточной она имеет почти симметричную форму.

С юга к Гуздучайской флекуре примыкает Ковдагская ступень. Ступень неоднородна по строению и распадается на три продольные полосы, различные по форме и размерам складок. В средней полосе, от сел. Арчман на западе до сел. Хильмили на востоке, структура определяется тектоническими покровами.

Между Гуздучайской антиклиналью на севере и тектоническими покровами на юге расположена полоса верхнемеловых отложений. В западной части полосы они лежат почти горизонтально, в восточной — смяты в серию чешуйчатых складок.

Астраханский покров представляет собой в целом синклиналино изогнутую пластину отложений нижнего и верхнего мела, толщиной превышающую километр. Длина пластины около 20 км, ширина до 5 км. Породы хорошо обнажены в западной части покрова и плохо — в центральной и восточной. В западной части выделение покрова

основано на маршрутных данных, в центральной — на материалах бурения, в восточной контуре покрова указаны предположительно.

Наиболее простое строение покров имеет в долине р. Япалах-чай. Здесь поверхность скольжения залегает неглубоко (150—600 м) и почти по всему профилю вскрыта скважинами. Породы аллохтона собраны в две складки, в антиклиналях выходят глины готерива — нижнего апта, в синклиналих — карбонатный флиш турона — коньяка. Поверхность скольжения образует изгибы, соответствующие складкам аллохтона, но меньшей амплитуды. Там, где по скважинам можно установить строение автохтона, гипсовываются те же изгибы, но амплитуды их уменьшаются.

Непосредственно восточнее линии профиля II (рис. 3) покров погружается, а рельеф воздымается, и на профиле III поверхность скольжения в центральной части покрова оказывается на глубине более 1200 м.

Поэтому с дневной поверхности исчезают нижнемеловые породы в ядрах антиклиналей аллохтона, а у сел. Астраханка он оказывается сложением породами свиты кемчи и юнусадагской свиты. Нижнемеловые отложения протягиваются сюда лишь вдоль тыловой части покрова, причем и здесь наблюдаются довольно сложные деформации. К востоку от сел. Астраханка расположена треугольной формы антиклиналь с глинами готерива — нижнего апта в ядре. Крылья, падающие на север и на восток, имеют нормальный стратиграфический разрез с сокращенными мощностями, юго-западное крыло оборвано крутым сбросом, приводящим в контакт отложения баррема и сантона. Несомненно, этот сброс сечет также поверхность скольжения покрова. Подобного же типа сброс проходит севернее, по северному краю покрова. Фронтальная граница покрова от профиля II до профиля III четко фиксируется пологим надвигом свиты кемчи на юнусадагскую свиту.

К юго-востоку от сел. Астраханка контуры покрова проследить трудно. Свита кемчи во фронтальной части покрова выклинивается, и юнусадагская свита аллохтона скрывается надвинутой на юнусадагскую свиту автохтона. Породы дислоцированы весьма интенсивно, а проследить фронтальный разрыв затруднительно. Тыловой шов покрова, фиксируемый западнее тектоническим контактом нижнемеловых отложений аллохтона и верхнемеловых отложений автохтона, здесь уходит в долину Козлу-чая и перекрывается крупными оползнями.

Далее на юго-восток, по-видимому, покровное строение имеет синклиналино изогнутая пластина, расположенная по обе стороны долины Козлу-чая к востоку от линии профиля IV, ее можно назвать покровом Мокрой балки. Пластина сложена свитой кемчи и юнусадагской свитой, надвинутыми на отложения от кампана до датского яруса.

Рассмотрим строение покрова к западу от профиля II. Хотя скважин здесь пробурено немного, хорошая обнаженность позволила детально закартировать эту полосу, имеющую достаточно сложное строение.

На профиле II в породах аллохтона имеются две антиклинали с нижнемеловыми отложениями в ядрах. Северная прослеживается далеко на северо-запад в верховья Япалах-чая до широтного сброса. Южная протягивается на меньшее расстояние и погружается. Пластина Астраханского покрова с севера косо подрезается субширотным сбросом. Этим сбросом срезается полоса нижнемеловых отложений, протягивающаяся с востока вдоль северного края покрова.

Пологий надвиг свиты кемчи на отложения сантон — маастрихта соответствует южному краю покрова. В 6 км к западу от р. Япалах-чай днище покрова выходит на поверхность, причем можно наблюдать, как свита кемчи, лежащая в подошве во фронтальной его части, сменяется при движении на северо-запад все более и более древними отложениями до барремских включительно.

К северу от широтного сброса, на его поднятом крыле, Астраханский покров принадлежит, вероятно, небольшая (2×3 км) пластина пород от баррема до коньяка, лежащая на отложениях от сантона до датского яруса. С севера эта пластина обрывается вторым широтным сбросом. Несколько западнее имеется один небольшой (менее 0,5 км) останец: пластина глин баррема, лежащая на верхнемеловых породах.

Под пластину Астраханского покрова с запада полого погружается серия пород от сантона — маастрихта, подстилающего покров, до глин апта — альба, выходящих у сел. Арчман. Эта серия в свою очередь подстилается породами сантона — маастрихта, полого погружающимися на юго-восток под нижний мел. Вероятно, эта серия отвечает еще одному покрову (его можно назвать Арчманским) (см. профиль I).

К северу от Арчманского покрова и западной части Астраханского покрова в широком поле выходов юнусадагской свиты на водоразделе Козлу-чая и Пирсагата расположено еще, по-видимому, четыре тектонических покрова значительно меньших размеров (1,5—2 км каждый). Наиболее крупный из них был обнаружен на горе Песчаной Т. А. Горшениным. Покров сложен на поверхности кюлюлинским и адуелиновым горизонтами верхнего альба, которые образуют мультислойно изогнутую пластину. Пластина лежит на смятых в мелкие складки породах сантона — маастрихта (см. профиль I). Второй и третий покровы сложены свитой кемчи, четвертый — юнусадагской свитой. В последнем случае кровля пород автохтона обращена к югу, а пород аллохтона — к северу.

Происхождение и возраст покровов. Говоря о корнях покрова, А. Н. Шарданов и Т. А. Горшенин указывают на Гузлучайскую антиклиналь. По-видимому, иного мнения быть не может. Покров, несомненно, переместился с севера. Ближайшим (и единственным) поднятием, размеры и строение которого допускают такую

возможность, является Гуздучайская антиклиналь (может быть, покров Мокрой балки в какой-то мере образован из пород Чикилчайской антиклинали). В таком случае амплитуда перемещения покрова составляет 8—12 км.

Попытаемся выяснить механизм перемещения покровов. По этому поводу высказывались три различных мнения. Покровы считались: 1) ныряющими надвигами (классическая покровная теория), 2) громадными оползнями (Н. Б. Вассоевич и В. Е. Хаин), 3) продуктом выдавливания толщ из «зоны рубцов» (А. Н. Шарданов).

Вряд ли пластины покровов перемещены ныряющим надвигом. Гуздучайская антиклиналь осложнена разрывом лишь в западной части, да и там мы видим не пологий надвиг, а крутой взброс. Также маловероятен вариант А. Н. Шарданова: здесь нет «зон рубцов», а если есть разрывы, то никакие механические условия не могли привести к выдавливанию из них таких пластин, как Астраханская. Нам остается вслед за Н. Б. Вассоевичем (1940) сказать, что «единственным возможным объяснением всех структурных особенностей наших покровов является допущение их сползания под влиянием собственного веса».

Для небольших пластин, наблюдавшихся в западной части района, это не вызывает сомнения. Они имеют такие же размеры и такое же строение, как четвертичные оползни первого типа, охарактеризованные выше. Различия лишь в том, что четвертичные оползни располагаются в долинах (молодые) и на склонах (древние), а покровы на водоразделах. Эти различия обусловлены, очевидно, более древним возрастом покровов. При их образовании к северу от современного водораздела возвышался крупный Гуздучайский уступ (Шурыгин, 1958), и современные мелкие покровы являются останками пород, сползших с уступа. Конечно, наблюдавшиеся нами покровы по количеству и объему масс — лишь незначительная часть существовавших ранее оползней. В основной массе они были разрушены эрозией и сохранились лишь на водоразделе.

По-видимому, не будет ошибкой предположить гравитационный механизм образования для крупных покровов — Астраханского и Арчманского, хотя нам не известны четвертичные оползни такого размера. Но углы наклона при которых произошло сползание, остаются близкими. Для четвертичных оползней первого типа, описанных выше, угол скольжения колеблется от 6 до 11°. Если считать, что со времени сползания покровов не произошло значительного наклона структуры, то угол скольжения Астраханского покрова составит 10°.

С другой стороны, крупные тектонические покровы существенно отличаются от оползней размерами и значительной глубиной поверхности скольжения. Покровы образовались при глубинном отслаивании верхней части осадочного чехла и движении ее на юг; отслаивание связано не с гипсометрическим, а со структурным рельефом и произошло по пластичной юнудаской свите на глубине, превышающей километр.

Наложение Астраханского покрова на Арчманский можно понять, учитывая следующее обстоятельство. Гуздучайская антиклиналь в средней и восточной частях района имеет восток-юго-восточное простирание, а в западной — широтное. К югу от этой дуги структурным амфитеатром располагается Ковдагская ступень. В центральную часть амфитеатра оползни могли двигаться и с севера, и с северо-востока, перекрывая друг друга.

Попытаемся установить возраст покровов. Нижний его предел будет послемайкопским, так как структуры майкопских глин к югу от покрова несут следы давления покрова. Верхний предел определяется тем, что покровы секутся Астраханской поверхностью выравнивания, имеющей ниже- и среднеапшеронский возраст (Шарданов, Молчанов, 1954). Однако возраст покрова можно уточнить, учитывая следующее. Пластина Астраханского покрова, как указывалось, дислоцирована в общем согласно с подстилающими отложениями, т. е. пластина легла на слабодислоцированные отложения и затем была смята в более крутые складки. Таким образом, покров оказывается разновозрастным со складчатостью, а складкообразование в этой части флишевой зоны, как указывает В. Е. Хаин (1950), имело место в предпонтическое время.

Заслуживает внимания то обстоятельство, что покровы лежат на отложениях от турона до маастрихта. В единственном месте на западной оконечности Астраханского покрова, в подошве его, выходят породы датского яруса, и более молодые образования под покровом отсутствуют. Но до сползания покровов здесь присутствовали, несомненно, кроме датских, отложения палеоцена, эоцена и майкопской свиты, выходящие к югу, востоку и северо-востоку от покрова в непосредственной близости от него. И именно отложения, отсутствующие под покровом, слагают чешуи, расположенные к югу. Это можно объяснить только тем, что покров срезал отложения, находившиеся на современном его подложье, и отодвинул их к югу, где они, нагромоздившись, образовали чешуи. Поэтому на профилях чешуи показаны не имеющими корней.

Ранее автор указывал, что линейные складки флишевой зоны своим происхождением в значительной степени обязаны оползанию массы пород с вышерасположенной ступени на нижнерасположенную (Шурыгин, 1958). Образование тектонических покровов в нашем случае явилось результатом срыва отдельных пластин пород со ступени, расположенной выше, и свободного скольжения этих пластин на расположенную ниже ступень. Таким образом, и линейная складчатость, и тектонические покровы являются генетическими следствиями одной причины — движения крупных блоков. В связи с этим становится вполне понятным, что к востоку от рассмотренного района исчезают и ступенчатость структуры, и линейная складчатость, и тектонические покровы.

Литература

- В а с с о ё в и ч Н. Б. О крупных тектонических покровах в Восточном Закавказье. Зап. Всерос. минералог. о-ва, ч. XIX, № 2—3, 1940.
- В о с к р е с е н с к и й И. А., Х а и н В. Е., Ш у р ы г и н А. М. Тектонические покровы юго-восточного Кавказа и условия их образования. Вестн. Моск. ун-та, № 4, 1963.
- И с м а й л о в К. А. Тектоника полосы развития меловых отложений междуречья рек Пирсагат и Чикил-чай (юго-восточный Кавказ) в свете новейших исследований. Изв. АН АзербССР, № 1, 1957.
- Л и л и е н б е р г Д. А. Поверхности выравнивания юго-восточного Кавказа. Тр. Ин-та геогр. АН СССР, вып. 74, Изд-во АН СССР, 1958.
- Х а и н В. Е. Геотектоническое развитие юго-восточного Кавказа. Азнефтеиздат, 1950.
- Ш а р д а н о в А. Н., М о л ч а н о в М. Ф. Астраханский тектонический покров на юго-восточном Кавказе. Изв. АН АзербССР, № 11, 1954.
- Ш у р ы г и н А. М. Условия формирования структур юго-восточного Кавказа. Статья вторая. Советская геология, № 8, 1958.

Институт геологии
и разработки горючих
ископаемых

Статья поступила
13 февраля 1965 г.

КРИТИКА И ДИСКУССИИ

УДК 551.24(4/5)

Б. Н. КРАСИЛЬНИКОВ, И. В. ЛУЧИЦКИЙ

О ТЕКТОНИЧЕСКОЙ КАРТЕ ЕВРАЗИИ

Треть столетия отделяет тектоническую карту Евразии от первоначальной тектонической схемы СССР, при составлении которой А. Д. Архангельский и Н. С. Шатский поставили перед собой задачу подразделить территорию СССР на естественные тектонические единицы и выдвинули идею выделить эти единицы по возрасту той складчатости, после которой соответствующие участки земной коры утрачивали свойства геосинклиналей и приобретали свойства плит.

Являясь детищем нашей страны, ныне эта идея вышла далеко за ее пределы и получила мировое признание. И хотя само определение возраста завершающей складчатости остается недостаточно строгим и не всегда однозначным, предложенная А. Д. Архангельским и Н. С. Шатским идея дала сильнейший толчок развитию геологической науки.

От первых схем до тектонической карты Евразии пройден огромный путь. Составлены тектонические карты СССР в масштабе 1:4 000 000 (1953 г.) и 1:5 000 000 (1956 г.), тектоническая карта СССР и сопредельных стран в масштабе 1:10 000 000 (1961 г.), Международная тектоническая карта Европы (1964 г.) и т. д. Все эти тектонические карты, так же как и многие другие, опирающиеся на принцип выделения тектонических единиц по возрасту завершающей складчатости, постепенно эволюционировали по пути все более широкого территориального охвата и более глубокого синтеза мировых геологических материалов. В процессе работы над картами совершенствовались методы изображения геологических структур, полнее и глубже обобщались данные по все более обширным территориям.

Идейным руководителем работ по составлению тектонических карт обширных территорий Н. С. Шатским с самого начала к этим работам привлекались крупные геологические коллективы. Сначала такие коллективы создавались в рамках нашей страны, а затем над тектоническими картами под руководством Н. С. Шатского стали работать международные коллективы.

Появление впервые в 1966 г. тектонической карты Евразии (главный редактор А. Л. Яншин, редакционная коллегия: Н. С. Зайцев, М. В. Муратов, А. В. Пейве, Ю. М. Пуцаровский, Г. Б. Удинцев, Н. П. Херасков), представленной в том же году Международному океанографическому конгрессу в Москве, — несомненно, крупное событие мирового значения. Охватываемая картой территория огромна и составляет свыше трети поверхности всей земной суши. На этой площади располагается более 70 государств, в которых живет около трех четвертей населения земного шара. Таким образом, эта карта по своему значению является международной. До сего времени не было предпринято ни одной попытки изобразить с такой детальностью (масштаб 1:5 000 000) тектоническую структуру столь обширных пространств земной поверхности. К тому же карта Евразии впервые рассматривает в тектоническом плане строение примыкающих к суше акваторий.

Тектоническая карта Евразии позволила вовлечь в сферу тектонического анализа данные по геологии самого крупного на земном шаре континента, на котором могут быть решены такие важнейшие проблемы современной тектоники, как проблемы цикличности геосинклинального развития, общепланетарных фаз и кратковременных эпох складчатости, изменчивости возраста складчатости по простиранию и вкост простирания геосинклинальной области, проблемы различия между Тихоокеанским и Атлантическим сегментами земного шара, типичных черт тектоники платформенных областей и многие другие.

При составлении тектонической карты Евразии основной принцип построения подобных карт по возрасту завершающей складчатости был несколько расширен. В отдельных случаях учитывался либо возраст главной складчатости, либо формационный характер отложений, либо, наконец, количество структурных этажей, характеризующих строение отдельных областей. Особо важным отличием карты является обособление на ней структур орогенного этапа развития; на всех прежних тектониче-

ских картах они не были показаны. Между тем выделение этого этапа, а также модернизация основного принципа построения тектонических карт позволили резче подчеркнуть различия между сходными геологическими структурами и выявить общую эволюцию их развития, что составляет главнейшую особенность рассматриваемой карты. Второй ее особенностью является выделение структурных элементов в акваториях Тихого океана и краевых морей, примыкающих к Азиатскому матерiku. Показ этих структур на карте открывает широкий путь для применения методов актуализма в тектонике и выяснения истории возникновения и развития геосинклинальных областей.

Этот первый опыт изображения на тектонических картах особенностей тектонической структуры дна морских акваторий весьма важен, так как впервые дает возможность рассматривать в региональном плане отношение тектонических структур континента и океана и дает первое представление о происхождении и особенностях развития структур переходной зоны между Азиатским континентом и Тихим океаном.

Карта Евразии более ярко, чем какая-либо составленная ранее тектоническая карта, свидетельствует об исключительно важной роли глубинных разломов в процессе формирования структур и их развития и подчеркивает глыбовое строение земной коры, безусловно возникшее еще в ранние периоды ее формирования.

Наконец, только на тектонической карте Евразии впервые за все время существования геологической науки была определена тектоническая позиция Австралии и показаны ее тектонические связи с Азиатским материком.

Большинство перечисленных особенностей карты Евразии можно рассматривать как результат развития принципов, уже вошедших в практику составления тектонических карт или как обобщение нового, ранее не известного фактического материала. Главным же новым ее качеством, принципиально отличающимся от предыдущих карт, бесспорно является изображение на ней структур орогенного этапа, на чем следует остановиться несколько подробнее.

Среди орогенных структур на карте особым знаком выделены догерцинские впадины и зачаточные краевые прогибы. От более молодых впадин они отличаются, во-первых, тем, что возникли значительно позднее главной складчатости, и потому в основании толщ, заполняющих эти прогибы и впадины, обычно наблюдается стратиграфический перерыв; во-вторых, формирование этих структур неизмеримо продолжительнее герцинских, мезозойских и альпийских орогенных впадин и типичных краевых прогибов. Появление таких своеобразных эпикаледонских впадин связано с тем, что геосинклинальное развитие каледонид было неполным, как бы незавершенным, на что давно обращал внимание в своих работах Н. С. Шатский. На карте Евразии эта идея Н. С. Шатского находит свое подтверждение.

В областях герцинской, мезозойской и альпийской складчатостей на карте показан орогенный структурный ярус в краевых прогибах и внутренних впадинах. По времени он соответствует эпохе окончания геосинклинального развития, складчатости и горообразования. Таким образом, выделение орогенных структур существенно улучшает изобразительные возможности тектонических карт, так как позволяет в наиболее яркой форме графическими средствами показать конец главной складчатости в различных зонах складчатых областей и завершенность складчатых процессов.

Изображение в зонах герцинской складчатости межгорных впадин и краевых прогибов, формирующихся в интервале времени от среднего карбона до начала среднего триаса, дает представление о длительности герцинского тектогенеза в целом, а возраст этих структур в каждой конкретной складчатой системе указывает на динамику процесса замыкания герцинских геосинклиналей и свидетельствует о его асинхронности в разных частях нашей планеты. Межгорные впадины герцинского орогенного этапа представлены двумя типами: выполненными молассовыми отложениями и преимущественно вулканогенными образованиями.

Изображение орогенного структурного яруса мезозойской складчатости показывает, что они наиболее активно проявились и закончились на значительных территориях в интервале времени конец юры — начало верхнего мела, хотя в ряде районов ее начало относится к концу триаса или ранней юре, а конец, как, например в Приморье, — к верхнему мелу или даже к палеогену.

Среди мезозойских орогенных впадин на карте Евразии в юго-восточной ее части выделена особая категория впадин, так называемого тихоокеанского типа. Они развились преимущественно в континентальных условиях и заполнены вулканогенными, молассовыми и угленосными отложениями. Возраст этих толщ чаще всего юрский и нижнемеловой, хотя местами их формирование началось еще в верхнем триасе, а в ряде мест закончилось только в верхнем мелу. Характерной особенностью является распространение их в раме мезозойской складчатости, где они возникли на более древнем складчатом основании и даже в пределах докембрийских платформ. Их образование сопровождается гранитным магматизмом и связывается с мощными тектоническими процессами, развивавшимися в ином плане, чем в западной половине Азии и в Европе.

Орогенный структурный ярус альпид местами начал формироваться в олигоцене, а у подножия восточных Пиренеев — еще в верхнем эоцене. Наиболее обычно его формирование в миоцене. Конец формирования альпийского орогенного яруса относится либо к началу плиоцена, либо, как, например, в позднеальпийской Камчатской складчатой области, продолжается доныне. С активным проявлением орогенного про-

цесса в альпийской геосинклинальной области тихоокеанского сегмента земной коры связано появление впадин, заложившихся в верхнем олигоцене, а на обширных территориях юго-востока Азии — в плиоцене, а иногда, как в Монголии, — в верхнем мелу, на складчатом фундаменте любого более древнего возраста и даже на платформенном чехле. От впадин тихоокеанского типа они отличаются особенностями магматизма (с ними связаны только трахибазальты, интрузивные образования отсутствуют).

Приведенные далеко не полные примеры в достаточной степени иллюстрируют новое содержание, вложенное в тектоническую карту изображением на ней структур орогенного ряда. Если ранее возраст последней складчатости изображался на карте, но не был нагляден или слабо вычитывался из нее, то введенное з нее дополнение является наглядной иллюстрацией постепенного замыкания геосинклинальной системы, превращающейся в складчатое сооружение. На карте отражена динамика этого процесса и история его развития.

Если ранее орогенный этап рассматривался как завершение геосинклинального этапа, то, по данным тектонической карты Евразии, отчетливо уславливается его обусловленность развитием геосинклинального процесса не только в конечную стадию геосинклинального развития, но и в моменты его наиболее активного проявления в геосинклиналях, соседних со складчатыми областями. Приведенная типизация структур орогенного ряда позволяет видеть на карте различие в степени его интенсивности в западном и восточном сегментах земной коры.

Все это заставляет рассматривать тектоническую карту Евразии как наиболее удачное развитие разработанных в нашей стране основных принципов построения тектонических карт, созданных советской школой геологов во главе с А. Д. Архангельским и Н. С. Шатским.

Эта очень совершенная тектоническая карта не лишена, конечно, ряда недостатков, зависящих главным образом от неравномерности геологических сведений по континентам и океаническим пространствам, неодинаковой изученности отдельных территорий на континентах и т. п. Именно по этой причине на тектонической карте одновременно уживаются два принципа изображения структур. Для континентов тектоническое районирование дается на основе рассмотренных выше положений, для океанического дна оно производится по морфологическим признакам. В первом случае дается геологическая структура, во втором — в большей мере геоморфология, лишь частично отвечающая особенностям тектонического строения океанического дна.

Различным способом изображена также структура Русской и остальных платформ. На Русской платформе структуры цоколя и платформенного чехла показаны при помощи изопахит в коричневой цветовой гамме. При этом возраст цоколя и комплексов, слагающих чехол, на карте не показан. На остальных платформах возраст структурных комплексов чехла в ряде мест изображен цветовой гаммой, а глубина залегания фундамента — изопакитами и цветовой гаммой разных тонов в зависимости от возраста цоколя платформ. Поэтому на тектонической карте Евразии Русская платформа по способу изображения совершенно не походит на остальные платформы, что создает превратное представление о ее особой тектонической природе.

Известным недостатком тектонической карты Евразии является внесение в нее при изображении различного рода тектонических впадин элементов геологической карты, в результате чего тектонические контуры иногда подменяются геологическими границами обобщенных стратиграфических подразделений, что искажает морфологию впадин и действительные отношения выполняющих их комплексов с фундаментом. Такой способ изображения в отдельных случаях приводит к определенным недоразумениям, как например, изображение в одних знаках легенды таких разных структур, как Челябинский грабен и Ферганский хребет.

Неудачно показаны на карте также взаимоотношения пересекающихся разломов, не смещающих друг друга. К недостаткам карты следует причислить и отнесение таких разных по истории своего развития структур, как Алданские впадины и впадины юго-востока Азии, к единому Тихоокеанскому типу.

К недостаткам тектонической карты Евразии относится, кроме того, несоблюдение в некоторых случаях основного принципа ее составления. Так, например, основанием для разделения каледонид и герцинид Центрального Казахстана служит не возраст последней или главной складчатости, а формационный признак. Этого, видимо, можно было бы избежать при условии введения в легенду карты знака для комплексов, переработанных более поздней складчатостью, как это сделано на Международной тектонической карте Европы.

Следует еще отметить, что для карты Евразии была выбрана азимутально равноугольная проекция Ламберта, при которой северо-западная часть карты, соответствующая Западной Европе и Европейской части СССР, т. е. наиболее хорошо изученным территориям Евразии, очень мала по сравнению с восточной ее половиной, изображающей территорию Сибири, Китая, Южной Азии, Индии и краевых морей, т. е. районов, в геологическом и тектоническом отношении изученных менее детально. Это создает резкую диспропорцию в нагрузке карты и не позволяет в ряде случаев реализовать возможную детализацию в хорошо изученной части Европы. Наконец, к недостаткам рассматриваемой карты следует отнести еще и отсутствие геологической основы, соответствующей детальности тектонической карты, что не дает возможность полностью оценить точность и обоснованность сделанных на карте тектонических обобщений.

Отмеченный далеко не полный перечень недостатков может быть, конечно, при желании увеличен, но не это важно.

Карта Евразии представляет собой крупное достижение советской тектонической школы, международное значение которого очевидно. Основные принципы, использованные при ее составлении, надо надеяться, будут привлечены к построению тектонической карты мира, в работе над которой коллектив советских тектонистов занимает ведущее место. Разработанные на конкретном материале огромных территорий земного шара принципиальные основы и методы построения тектонических карт, созданные советскими тектонистами, выдержали испытание временем и привели к крупным успехам в развитии мировой геологической науки. Общие достоинства карты, таким образом, ясны.

Эта карта открывает перед тектонистами широкие просторы для активной деятельности в области дальнейшего улучшения методики составления тектонических карт, расширения охватываемых такими картами территорий, вовлечения в сферу тектонических построений океанических просторов, а также углубления исследований, направленных на поиски и совершенствование способов изображения на тектонических картах глубинной структуры земной коры и верхней мантии.

Институт геологии
и геофизики СО АН СССР

Статья поступила
15 апреля 1967 г.

УДК 551.24(478.9)

Э. И. САФАРОВ, В. Х. КАПЦАН

ПО ПОВОДУ СООБЩЕНИЯ Б. С. СЛЮСАРЕЯ и В. С. МАКАРЕСКУ «ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СТРОЕНИЯ МОЛДАВСКОЙ ЮРСКОЙ ВПАДИНЫ»¹

Авторы сообщения попытались пересмотреть представления о строении, генезисе и истории развития Преддобруджской или, как они ее называют, Молдавской впадины. Такой пересмотр в связи с накоплением новых материалов представляет научный и практический интерес, однако содержащиеся в статье, наряду с правильными выводами, недостатки снижают ценность проделанной работы.

Авторы исходят из правильной предпосылки о том, что в вопросах генезиса и истории формирования впадины большое значение имеют новейшие данные о геологическом строении ее основания, но допускают неверное истолкование этих данных. Основная ошибка представленный Б. С. Слюсаря и В. С. Макареску заключается в том, что впадина, по их мнению, наложена на эпигерцинскую платформу, сочленение которой с Русской платформой проводится по глубинному разлому, проходящему в направлении Баймаклия — Чадыр — Лунга — Сарата. Это находится в противоречии с фактическими материалами и вытекающими из них выводами. Согласно данным последних лет (Бобринский и др., 1964; 1965; Капцан и др., 1963; Капцан, Сафаров, 1965; Сафаров, Капцан, 1964; 1965), в основании впадины залегает мощный комплекс метаморфизованных платформенных отложений перми, карбона и девона, выполняющих погребенный герцинский краевой прогиб. С упомянутым глубинным разломом связано северное ограничение прогиба. Его южная граница, как установлено геофизическими работами и бурением, проходит по линии г. Кагул — с. Вулканешь, также представляющей глубинный структурный шов, южнее которого развит складчатый метаморфизованный комплекс пород основания эпигерцинской (Скифской) плиты. Следовательно, различия между выделяемыми авторами северной зоной впадины и остальной ее частью (центральной и южной зоны) заключается не в разновозрастности платформы, а лишь в разновозрастности отложений, подстилающих юрские осадки.

Авторы произвели оригинальное тектоническое районирование территории Преддобруджья, однако при этом они ограничились как в изложении материала, так и в иллюстрации его на тектонической схеме строением юрских и нижнемеловых отложений. Более молодые по отношению к Преддобруджской впадине тектонические элементы на схеме не показаны. Ввиду этого ее правильнее было бы именовать схемой тектоники Преддобруджской впадины.

За основу тектонического районирования приняты различия в глубинах залегания доюрского субстрата в пределах выделяемых зон и «ступеней», тогда как особенности их развития, имеющие для тектонического анализа основное значение, отодвинуты на второй план.

При описании разреза юрских отложений «восточной ступени» авторы упоминают только об осадках верхнего отдела юры, бездоказательно утверждая далее, что за пределами центральной зоны средне- и южнеюрские отложения отсутствуют. Между тем для большей части территории, включаемой в границы этой «ступени», не имеется сква-

¹ Журнал «Геотектоника», № 2, 1965.

жин, в которых верхнеюрские отложения были бы вскрыты на всю мощность. В связи с этим неубедительным представляется положение южной границы грабенообразной центральной зоны.

Авторы правильно отмечают, что Преддобруджская впадина представляет собой тектонический элемент, в котором выделяются грабенообразный прогиб, формирование которого происходило в допозднеюрское время, и пологая платформенная депрессия, развивавшаяся позднее (до неокома включительно). Ссылаясь на «определенную взаимосвязь» обеих структур, они, к сожалению, не показывают, в чем эта связь заключается. Между тем на основании имеющегося материала можно говорить об унаследовании развития молодой структуры от более древней.

В обзоре литературных материалов по вопросу о генезисе Преддобруджской впадины авторы противопоставляют мнения геологов о предгорном ее характере (Гофштейн, 1952; Друма и др., 1961; Сухаревич, 1957) и мнения геофизиков о грабенообразном ее строении (Соллогуб, 1960; Чирвинская, Гуревич, 1959), т. е. смешивают генетические представления с морфологическими. Далее, противореча самим себе, они указывают, что вторая группа исследователей считала впадину «грабеном, генетически связанным с герцинско-киммерийским орогенем Добруджи» (курсив наш.— Э. С., В. К.). Таким образом, расхождений во мнениях о генезисе впадины, в сущности, нет, чего авторы не заметили.

Далее в статье разбирается вопрос о простираннии грабена (субширотное) и платформенной депрессии (северо-западное). Не останавливаясь на том, что на приведенной тектонической схеме обе структуры имеют в общем одинаковую ориентацию, подчеркнем, что, говоря о генезисе этих элементов, следовало бы восстанавливать их простиранние в период формирования. При таком подходе вопросы морфологии представлялись бы яснее. Попутно отметим, что на схеме и профилях северная граница впадины толкуется различно: в первом случае — по линии с. Вишневка — с. Тарутино — с. Шабо, во втором — значительно севернее, по линии выклинивания верхнеюрских-нижнемеловых осадков. Обоснование границ впадины в статье не приводится.

В заключение статьи авторы, критикуя термины, применявшиеся для обозначения рассматриваемого тектонического элемента, предлагают восстановить приоритет Г. М. Мургочи, назвавшего его Молдавской впадиной. Справедливости ради укажем, что этот исследователь понимал под этим названием депрессию, образовавшуюся в середине мелового периода (1957, стр. 126), а не впадину, формирование которой началось с юрского времени и закончилось в неокоме. Кстати, в терминологию, употребляемой в статье, фигурируют и «Молдавская впадина» и «Молдавская юрская впадина», и впадина, в строении которой, кроме юрских отложений, участвуют нижнемеловые.

В заключение отметим, что Б. С. Слюсарем и В. С. Макареву проведена интересная работа по анализу истории развития Преддобруджской впадины, однако вопросы ее генезиса и некоторые черты строения остались невыясненными и требуют дальнейшего изучения.

Литература

- Гофштейн И. Д. Схема тектоники Бессарабии. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., т. 27, № 6, 1952.
- Бобринский В. М., Капцан В. Х., Сафаров Э. И. Раздел «Верхний палеозой». В кн. «Стратиграфия осадочных образований Молдавии». Изд-во «Карта Молдовеняскэ», 1964.
- Бобринский В. М., Капцан В. Х., Сафаров Э. И. Раздел «Средний и поздний палеозой». В кн. «Палеогеография Молдавии». Изд-во «Карта Молдовеняскэ», 1965.
- Друма А. В., Иванчук П. К., Кашиковский В. И., Негадаев-Никонов К. Н. Тектоника Молдавской ССР. Изд-во АН СССР, 1961.
- Капцан В. Х., Полев П. В., Сафаров Э. И. Новые данные о верхнепалеозойских отложениях в Молдавии. Докл. АН СССР, т. 150, № 4, 1963.
- Капцан В. Х., Сафаров Э. И. К вскрытию коренных отложений карбона в Молдавии. Докл. АН СССР, т. 161, № 3, 1965.
- Сафаров Э. И., Капцан В. Х. Новые данные о каменноугольных отложениях в Молдавии. Докл. АН СССР, т. 157, № 6, 1964.
- Сафаров Э. И., Капцан В. Х. Раздел «Средне- и верхнепалеозойский этап». В кн. «Палеотектоника Молдавии». Изд-во «Карта Молдовеняскэ», 1965.
- Соллогуб В. Б. Тектоника передовых прогибов Альпийской геосинклинальной области и сопредельных районов Европейской части СССР. Изд-во АН УССР, 1960.
- Сухаревич П. М. Основные этапы развития предгорной впадины Добруджи в юрский период. Уч. зап. Кишиневского ун-та, т. 25, 1957.
- Чирвинская М. В., Гуревич Б. Л. К вопросу о тектонике Причерноморской впадины. Сов. геология, № 4, 1959.
- Murgoci G. M. Opere alese. Ed. Academiei RPR. Bucuresti, 1957.

Государственный производственный
геологический комитет
г. Кишинев

Статья поступила
5 октября 1965 г.

ГODOBOY УКАЗАТЕЛЬ
ЖУРНАЛА «ГЕОТЕКТОНИКА», т. 3, 1967

М. Е. Артемьев, Е. В. Артюшков. Изостазия и тектоника	5	41
В. В. Белоусов. Некоторые вопросы развития земной коры и верхней мантии океанов	1	3
А. А. Белов. Тектоническое развитие Альпийского складчатого пояса в палеозое (Балканский п-ов — Иранское нагорье — Памир)	3	19
И. И. Белостоцкий. Гектонические покровы в бассейне р. Девола в Динаридах	6	25
Н. К. Булин. Глубинное строение территории Туркмении по данным сейсмологических исследований	6	70
М. С. Бурштар, А. А. Арбатов, Б. С. Чернобров. Связь верхнеюрских рифовых массивов Кавказа с зонами разломов	3	49
Я. А. Драновский. Современные геосинклинали Тихоокеанского бассейна	1	40
Г. М. Заридзе. К проблеме связи магматизма, метаморфизма и тектоники	4	50
С. А. Захаров. Спорные вопросы тектогенеза на примере тектоники Таджикской депрессии	3	55
Л. П. Зоненшайн. Тектоника складчатых поясов Центральной Азии (К закономерностям строения геосинклинальных областей)	6	49
Ю. А. Зорин. О тектонике Восточного и Центрального Забайкалья в позднем мезозое	1	97
К пятидесятилетию советской геотектоники	5	3
Л. И. Красный. Геоблоки	5	103
Г. Г. Королев. О южной границе Охотско-Чукотского вулканического пояса	4	73
С. Г. Котляр. К истории формирования структур Охотского остаточного массива	4	62
В. Н. Крестников, Г. И. Рейснер. Новейшая тектоника Восточного Казахстана и Джунгарии	2	71
П. Н. Кропоткин. Механизм движений земной коры	5	25
В. А. Кудрявцев, Е. П. Гурова, Е. П. Гуров. Тектоника западной части Станового хребта	3	82
Ю. Г. Леонов. Тектоника ниже-среднеюрских отложений восточной части Центрального Кавказа	3	32
И. В. Лучицкий, П. М. Бондаренко. Эксперименты по моделированию сводовых поднятий байкальского типа	2	3
А. В. Мамедов, М. А. Мусенбов, Н. Ш. Ширинов. Формирование современного структурного плана и рельефа Куринской впадины	4	79
М. С. Марков, И. А. Соловьева, В. Д. Чехович. Островные дуги и становление «гранитного» слоя земной коры	1	57
М. С. Нагибина. О тектонических структурах, связанных с активизацией и ревивацией	4	15
В. А. Невский. О внутреннем строении разломов	1	83
А. С. Новикова, В. Г. Чахмачев. К вопросу о происхождении Онежско-Сегозерской системы дислокаций	4	27
Т. Г. Павлова. К вопросу о генезисе гранито-гнейсовых куполов	3	63
Е. В. Павловский. Тектонические аспекты проблемы анортозитов	5	68
И. В. Пахомов. Палеотектонические условия формирования Кизеловского каменноугольного бассейна	2	56
А. В. Пейве. Разломы и тектонические движения	5	8
Р. М. Пистрак, И. В. Галицкий, Е. И. Пашкевич, Н. Т. Пашова, К. С. Супрунюк. Отражение разломов в пермской структуре Днепровско-Донецкой впадины	4	3
Ю. М. Пушаровский, Р. А. Афремова. О структурной позиции зон молодого вулканизма в Тихоокеанском тектоническом поясе	1	15
Ю. М. Пушаровский. Тихоокеанский тектонический сегмент земной коры	5	90
М. М. Рубинштейн. Орогенитические фазы и периодичность складкообразования в свете данных абсолютной геохронологии	2	21
М. Л. Сомин, А. А. Белов. К истории тектонического развития Южного склона Большого Кавказа	1	77

А. Л. Суханов, В. Г. Трифонов, П. В. Флоренский. Геолого-морфологическое картирование Луны и особенности строения лунной поверхности	5	121
В. М. Цейслер. О соотношении горст-мегантиклинали юго-западного Гиссара с соседними областями	2	48
А. В. Чекунов. О механизме образования структур типа авлакогенов (на примере Днепровско-Донецкой впадины)	3	3
Б. М. Чирич. Развитие Динарид в альпийском цикле	6	3
Ю. М. Шейнманн. Некоторые черты связей магмы и тектоники	5	58
В. В. Эз. О роли изоклинальной складчатости в структуре беломорид	3	67
С. С. Эллерн, Б. С. Ситдилов. К истории формирования Мелекесской впадины	4	40
К. Эрентоз. Краткий обзор геологии Анатолии (Малая Азия)	2	31

Краткие сообщения

А. И. Анатольева. Палеотектоника юго-запада Сибирской платформы в эпоху формирования красноцветных толщ венда и низов нижнего кембрия	3	104
В. И. Богданов, Ю. Д. Ходотов. Некоторые закономерности глыбовой структуры Балтийского кристаллического щита	1	109
В. Г. Белоконов. Взаимосвязь осадконакоплений со складчатыми структурами Донецкого бассейна	1	177
О. С. Вялов. Некоторые вопросы истории развития Карпат	4	91
В. Г. Гладков, А. С. Калинин. К вопросу о влиянии разрывных нарушений на распределение постмагматических проявлений в гранитах	3	93
В. Г. Гладков, В. И. Сизых, И. Н. Фомин, В. А. Фомина. Аркогенный надвиг в северной части Заганского хребта (Западное Забайкалье)	2	90
Е. П. Гуров и Е. П. Гурова. О тектоническом положении дайковых поясов Станового хребта	6	87
Ю. Г. Ермаков. О структуре поверхности фундамента и верхнепротерозойско-палеозойского платформенного покрова южного склона Украинского щита	2	88
В. Ю. Забродин. Трешиноватость и кливаж в зоне Ланского разлома (хр. Джагдан, Дальний Восток)	1	126
В. Н. Калачева, Л. Д. Кюринг. Трешиноватость как показатель истории формирования тектонической структуры (на примере антиклинали Западного Арук-Тау)	6	90
Г. И. Князев. К систематике замкнутых рудных поясов	2	94
Т. И. Кушнарева. Особенности геологического развития Печорской впадины в девоне	1	111
И. К. Туезов, М. Л. Красный, Ю. А. Павлов, О. Н. Соловьев. Распределение магнитоактивных тел в земной коре и верхней мантии Дальневосточного сектора зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану	4	95
Б. М. Чиков. Глубинные разломы Коряжского нагорья	6	82
А. Е. Шанцер, В. И. Тихонов. Тектоника южной части хребта Кумроч (Восточная Камчатка)	3	98
А. М. Шурыгин. Астраханский тектонический покров на юго-восточном Кавказе	6	98
И. Г. Щерба. Сдвиги в горах Музбель (Центральный Казахстан)	1	129

Критика и дискуссии

Б. П. Бархатов. Новая монография по общей геотектонике (рецензия)	2	101
Б. Н. Красильников, И. В. Лучицкий. О тектонической карте Евразии	6	105
Е. М. Лазько, В. П. Кирилюк. Строение Сибирской платформы и некоторые проблемы геотектоники	3	110
И. П. Палей. О книге Г. И. Каляева «Тектоника докембрия Украинской железорудной провинции»	2	110
Э. И. Сафаров, В. Х. Капцан. По поводу сообщения Б. С. Слюсаря и В. С. Макареску «Основные черты строения Молдавской юрской впадины»	6	108
В. А. Соколов. О статье А. С. Новиковой «О строении Восточно-Европейской платформы в протерозое»	4	102
И. П. Палей. О книге Г. И. Каляева «Тектоника докембрия Украинской железорудной провинции»	2	110
И. И. Чебаненко. Ответ Э. Н. Эрлиху	2	106

Хроника

А. А. Богданов, В. Е. Хаин. По поводу создания тектонических карт океанических пространств	1	132
Н. А. Богданов. XI Тихоокеанский научный конгресс (Токио, Япония)	2	112
В. В. Белоусов. Заседания по проекту Верхней мантии	2	117
М. В. Муратов, А. Л. Книппер. Проблемы связи тектоники и магматизма	3	121
Ю. М. Пушаровский, Н. А. Богданов. Вопросы тектоники на XI Тихоокеанском научном конгрессе	2	112
Вопросы строения и развития земной коры на конференции по проекту «Верхняя мантия»	4	105
Совещание рабочей группы редакционного комитета Международной тектонической карты Европы по вопросу расчленения и корреляции докембрийских тектонических комплексов Балтийского щита	3	126
Абрам Аронович Сорский (некролог)	4	108

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 В 3-00-47, доб. 3-77



Технический редактор П. С. Максютя

Сдано в набор 5/IX-1967 г. Т-13455. Подписано к печати 30/X-1967 г. Тираж 1650 экз.
Зак. 6902. Формат бумаги 70×108¹/₁₆. Усл. печ. л. 9,8+2 вкл. Бум. л. 3¹/₂. Уч.-изд. листов 11,7.

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

**ПРОДОЛЖАЕТСЯ ПОДПИСКА
НА ЖУРНАЛЫ ИЗДАТЕЛЬСТВА «НАУКА»
НА 1968 ГОД**

**ЖУРНАЛЫ
ПО ГЕОЛОГО-ГЕОГРАФИЧЕСКИМ
НАУКАМ**

Название журнала	К-во номеров в год	Подписная цена (годовая)
Геология рудных месторождений	6	7 р. 20 к.
Геотектоника	6	7 р. 20 к.
Записки Всесоюзного минералогического общества	6	7 р. 20 к.
Известия Академии наук СССР Серия географическая	6	9 р.
Известия Академии наук СССР Серия геологическая	12	18 р.
Известия Всесоюзного географического общества	6	5 р. 40 к.
Литология и полезные ископаемые	6	7 р. 50 к.
Океанология	6	9 р.
Геология и геофизика (журнал Сибирского отделения Академии наук СССР)	12	8 р. 40 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.



РЕСЧНЫИ ПЕР. 5 НЯ. 42
МАМАРДЦЕВУ Л. И.
7 1 19 68 1 4 1