

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ТЕОТЕКТОНИКА

2

ИЗДАТЕЛЬСТВО НАУКА · МОСКВА · 1969

ГЕОТЕКТОНИКА

ЖУРНАЛ ОСНОВАН В 1965 ГОДУ

ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД

МАРТ — АПРЕЛЬ

МОСКВА

№ 2, 1969 г.

СОДЕРЖАНИЕ

М. В. Муратов. Строение складчатого основания Средиземноорского пояса Европы и Западной Азии и главнейшие этапы развития этого пояса	3
Б. А. Петрушевский. Индо-Памирская глубинная зона и Западно-Деканское землетрясение	22
В. Н. Шолпо. Количественные критерии оценки режима вертикальных движений	38
Е. И. Паталаха. Влияние динамометаморфизма на морфологию складчатой структуры (на основе геологических и экспериментальных данных)	52
А. И. Суворов, С. Г. Самыгин. О сочленении структур чингизского и спасского направлений в Центральном Казахстане	66
Э. Н. Янов. О некоторых типах тектонических структур подвижных поясов	81
М. Г. Ломизе, В. В. Плошко. О гипербазитах Главного Мармарошского разлома (Восточные Карпаты)	91
Л. Ф. Ауз, В. Н. Троицкий, О. Г. Шерemet. Глубинное строение центральных районов Восточно-Европейской платформы и его отражение в структуре осадочного чехла	107

Краткие сообщения

В. Ф. Огай. Миграция оси Предверхоанского краевого прогиба	116
М. В. Авдулов. Строение земной коры Кавказа и Крыма по результатам геофизических исследований	119
Р. Я. Самарский, М. В. Стывас, К. Ф. Тяпкин. О современных горизонтальных движениях вдоль Криворожского глубинного разлома	123

GEOTECTONICS

MARCH — APRIL

MOSCOW

№ 2, 1969

CONTENTS

M. V. Mouratov. The structure of the folded basement of the Mediterranean belt of Europe and Western Asia and stages of evolution of the belt	3
B. A. Petrushevsky. The Indo-Pamirian deep-seated zone and the West Deccan earthquake	22
V. N. Sholpo. Quantitative criteria of a regime of vertical movements	38
E. I. Patalakha. Influence of dynamic metamorphism on morphology of folded structure (in terms of geological and experimental data)	52
A. I. Suvorov, S. G. Samygin. On the conjugation of structures of the Chinghiz and Spassk directions in Central Kazakhstan	66
E. N. Yanov. On some types of tectonic structures of mobile belts	81
M. G. Lomize, V. V. Ploshko. On hyperbasite of Main Marmaros fault (the East Carpathians)	91
L. F. Aue, V. N. Troitsky, O. G. Sheremet. The deep structure of the central regions of East European platform as reflected in the structure of a sedimentary cover	107

Short communications

V. F. Ogay. Migration of Verkhoyansk fordeep	116
M. V. Avdulov. The structure of the Earth's crust of the Caucasus and Crimea according to the results of geophysical investigations	119
R. Ya. Samarsky, M. V. Stovas, K. F. Tyapkin. On the recent lateral movements along the Krivoy Rog deep fault	123

УДК 551.240(4.015+56)

М. В. МУРАТОВ**СТРОЕНИЕ СКЛАДЧАТОГО ОСНОВАНИЯ
СРЕДИЗЕМНОМОРСКОГО ПОЯСА ЕВРОПЫ И ЗАПАДНОЙ
АЗИИ И ГЛАВНЕЙШИЕ ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ ЭТОГО ПОЯСА¹**

В статье рассматривается основание западной части Средиземноморского пояса. Автор считает, что оно является байкальским в пределах как герцинской складчатой области Западной Европы и Атласа, так и Альпийской складчатой области. В последней герцинские системы образуют только сравнительно узкие полосы складчатых систем Альп, Динарских гор, западных Карпат, Большого Кавказа и некоторых других. Причем Альпийские системы здесь наследуют простирание и положение герцинских. Наряду с этим многие альпийские системы наложены прямо на байкальское основание или покрывающий его чехол.

В пределах Альпийской складчатой области выделяется пять типов геосинклинальных прогибов, различающихся временем образования и историей.

ПОДРАЗДЕЛЕНИЕ СРЕДИЗЕМНОМОРСКОГО ПОЯСА ЕВРАЗИИ

Средиземноморский пояс является одним из шести геосинклинальных складчатых поясов земной поверхности, разделяющих древние платформы. В него входит все пространство Европы и Западной Азии между краями Восточно-Европейской и Африканской платформ. Пересекая весь материк Евразии, он сочленяется на юго-востоке Индонезийского архипелага и в пределах Филиппин с Тихоокеанским поясом. Средиземноморский пояс, вероятно, можно рассматривать как ответвление Тихоокеанского.

В пределах западной половины Средиземноморского пояса, которая включает всю южную Европу, горные гряды Марокко, Алжира и Туниса в Северной Африке и всю юго-западную Азию (Турцию, Иран, Афганистан, Пакистан) расположено несколько различных по возрасту окончаний геосинклинального развития складчатых областей. Из них три области палеозойской (герцинской) складчатости и одна кайнозойской (альпийской). К палеозойским относятся области: 1) Западно-Европейских герцинид, охватывающая территорию Польши, ГДР, ФРГ, Бельгии, Франции, южной Англии и значительной части Пиренейского полуострова; 2) Северо-Африканских герцинид Атласа, включающая значительную часть Марокко, Алжира и Туниса; 3) Скифско-Бухарская область, протягивающаяся к югу от Восточно-Европейской платформы, от Добруджи через Равнинный Крым и Северный Кавказ, пересекая Каспийское море, в Туркмению, южный Узбекистан и Таджикистан. Она служит основанием Скифской и Бухарской (Южно-Туранской) эпигерцинской плиты. Между перечисленными областями герцинской складчатости расположена самая большая в составе Средиземноморского пояса Альпийская геосинклинальная область, характеризующаяся окончанием геосинклинального развития в конце неогена (рисунок). Восточная половина Средиземноморского пояса, которую мы в данной статье не рас-

¹ Доклад, прочитанный на общем собрании Отделения наук о Земле 5 марта 1968 г.

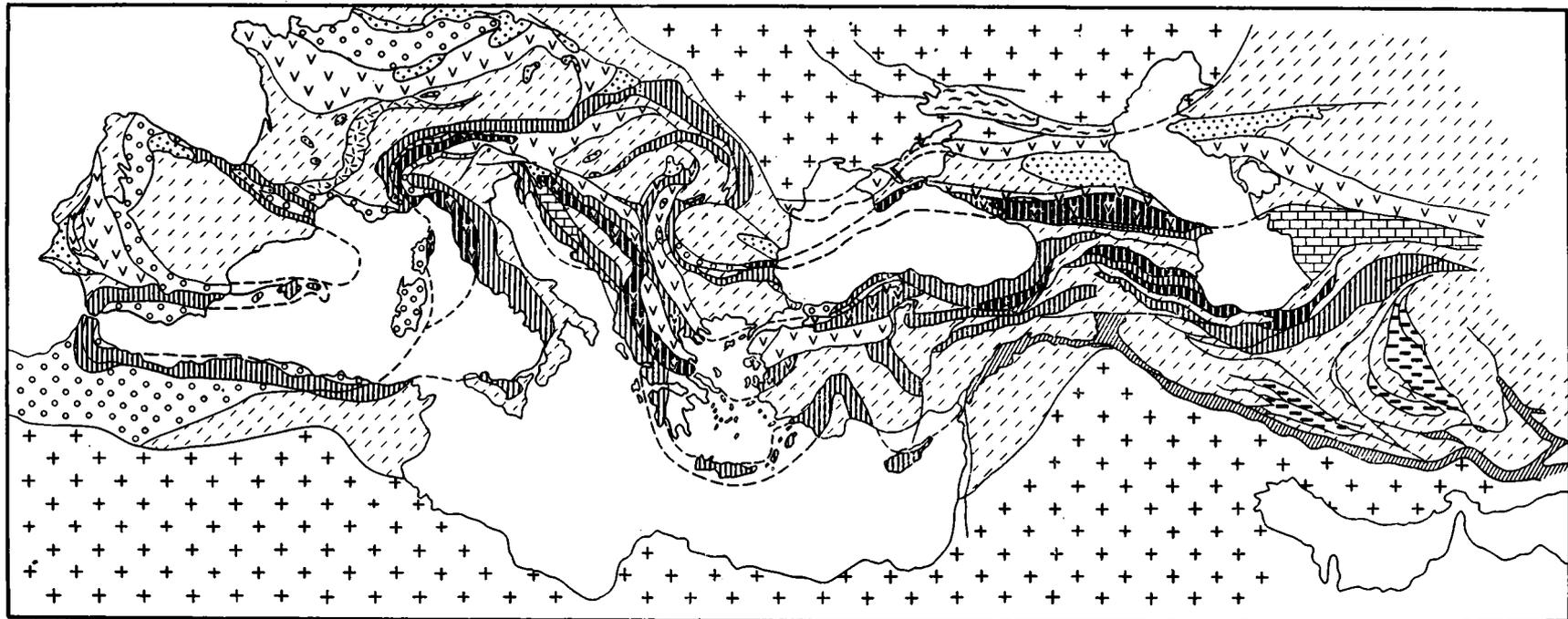


Схема истории развития Средиземноморского пояса Европы и юго-западной Азии

1 — Восточно-Европейская и Африканская древние (дорифейские) платформы; 2 — байкальское складчатое основание Средиземноморского пояса под платформенным чехлом и на поверхности; 3—4 — герцинские эвгеосинклинальные системы и отдельные прогибы; 3 — ранние (Ст—С₁); 4 — поздние (D₂—C₁); 5 — герцинские многоэпиклиналильные системы и прогибы; 6 — межгорные впадины и краевые прогибы заключительного этапа герцинского геосинклинального развития (C₂—P₁—T₁); 7 — альпийские ранние геосинклинальные системы и прогибы (T₂—Pg); 8 — альпийские поздние геосинклинальные системы и прогибы (Ст—Pg); 9 — альпийские терригенные прогибы с угленосными юрскими отложениями (J₁—); 10 — альпийские поздние геосинклинальные прогибы «шовного» типа с офолитами и «пестрой смесью» (меланж), в том числе Таврский, Загросский, Анкорский и Севанский, частично изображенные на схеме как поздние; 11 — альпийские многосинклинальные прогибы; 12 — авлакоген Донецкого бассейна

смотрим, включает еще три области: палеозойскую складчатую область Гиндукуша, Северного Памира, Куэнь-Луня, Нянь-Шаня; мезозойскую область центрального и юго-восточного Памира — Каракорума Тибета, п-ова Малакка и Северного Вьетнама; Индонезийскую геосинклинальную область, охватывающую Индонезию, Бирму и Филиппинский архипелаг.

Средиземноморский пояс может быть подразделен, таким образом, на семь складчатых областей различного возраста, обладающих простиранием, соответствующим общему направлению всего пояса.

Альпийская геосинклинальная складчатая область составляет важнейшую внутреннюю часть в его пределах. Нередко ее именуют «Альпийским» или «Альпийско-Гималайским» поясом, что нельзя признать удачным, так как термин «пояс» следует сохранить для всего пространства между краями древних платформ, а крупные части поясов именовать геосинклинальными или складчатыми областями (Муратов, 1964, 1967; Хаин, 1964); иначе нам придется иметь дело с наличием поясов второго порядка внутри главных поясов. Геосинклинальные складчатые области подразделяются на геосинклинальные системы, которые состоят из ряда геосинклинальных прогибов (трогов) и поднятий, характеризующихся одинаковой историей развития; в процессе развития они превращаются в складчатые системы (Шатский, 1947).

В данной статье мы ограничимся кратким рассмотрением строения и истории тектонического развития лишь западной части Средиземноморского пояса на отрезке от Ирана до берегов Атлантического океана, при этом главное внимание уделим строению складчатого основания пояса и основным этапам формирования.

ОСНОВАНИЕ ГЕРЦИНСКИХ СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ СРЕДИЗЕМНОМОРСКОГО ПОЯСА

Складчатым основанием в пределах перечисленных трех герцинских складчатых областей Европы, Северной Африки и западной Азии служит мощный комплекс метаморфических толщ, среди которых главную роль играют породы верхнего докембрия и подчиненные более древние образования, встречаемые спорадически. Выходы складчатого основания распространены в ядрах многих антиклинорий герцинских складчатых структур и в срединных массивах, окаймляющих и разделяющих палеозойские складчатые системы.

Широко развит комплекс основания герцинских структур в пределах п-ова Бретань, где он слагает крупные массивы, выделенные П. Прюво (Privo, 1949) и окаймляющие Армориканский геосинклинальный трог с юга (массив Лигерия) и севера (массивы Домнонеа и Манцеллиа). Комплекс представлен серией бриовера, достигающей огромной мощности (12 км) и состоящей из песчаников, аспидных сланцев, пачек эффузивов и кремнистых пород с прослоями карбонатных пород. В верхах ее много песчаников, аркозов и конгломератов. По возрасту эта серия соответствует всему рифею или какой-то его части. Описываемые отложения образуют сложную систему сжатых складок почти широтного простирания. В массиве Домнонеа близ залива Сен-Брие, как упоминает Е. В. Павловский (1960), недавно обнаружены породы, подстилающие бриоверскую серию и представленные слюдяными сланцами, амфиболитами и гранито-гнейсами.

Бриоверская серия подверглась интенсивной кадомской складчатости (соответствующей байкальской) и была прорвана многочисленными интрузиями гранитоидов. Севернее, в пределах Нормандии и Шербурского полуострова, отчетливо выделяются две фазы кадомской складчатости, с перерывом и несогласием между средним и верхним бриовером (Павловский, 1960). Здесь гранитоидные интрузии связаны

со второй фазой кадомской складчатости. Наряду с кадомскими интрузиями, на Армориканском полуострове и в Нормандии складчатая бриоверская серия прорвана во многих частях более молодыми герцинскими интрузиями, среди которых выделяют три генерации (бретонские гранитоиды, судетские и астурийские). Большая часть Центрального массива Франции также сложена складчатыми осадочными и вулканогенными породами бриовера, прорванными местами герцинскими гранитоидами. Можно полагать, что и вся площадь фундамента Аквитанского бассейна представляет собой продолжение кадомских (байкальских) структур Центрального массива Франции и массива Лигерии Армориканского полуострова, но здесь это основание залегает глубоко и прикрыто мощным осадочным чехлом.

На Пиренейском полуострове верхнедокембрийские складчатые системы, представленные различно метаморфизованными породами и прорванные значительными по размерам герцинскими гранитоидами, выступают из-под мезозойского и кайнозойского осадочного чехла во многих районах. Они слагают возвышенные гряды Иберийской цепи и Сьерры-пе-Деманда, Каталонских береговых хребтов Кастильских гор и Сьерры Гвадарамы, а также всю окраинную восточную часть нагорья Иберийской месетты от гор Леон на севере и до Толедских гор и восточной Сьерры Морены на юге.

Они слагают также большие срединные массивы внутри Иберийской палеозойской складчатой системы — массив Корунья на севере и массив Эвруа на юге, в Португалии. Можно полагать, что большая центральная и восточная части Пиренейского полуострова между Пиренейскими горами, Иберийской палеозойской складчатой системой и Сьеррой Невадой на юге представляет докембрийский (кадомский — байкальский) массив, частично прикрытый осадочным чехлом.

Позднедокембрийское (байкальское) основание слагает Чешский массив, включающий на юго-западе более древний Молданубский комплекс, образующий внутри байкалид ядро крупного антиклинория или древний внутренний массив. Участки позднедокембрийского или байкальского основания выступают в Шварцвальде, Вогезах, Оденвальде, Спессарте, Тюрингенском лесе, свидетельствуя, что аналогичное основание, прикрытое осадочным чехлом, широко развито на всем пространстве между Чешским и Центрально-Французским массивом. Лишь к северу от области развития этого основания идет широкая полоса герцинских складчатых структур Саксо-Тюрингской и Рено-Герцинской зон и Арденн.

В герцинской складчатой области Атласа в Северной Африке допалеозойское основание выходит в немногих местах. Оно представлено серицитовыми сланцами, риолитами и щелочными гранитами, выступающими в восточном Высоком Атласе, в Центральном массиве и массиве Эль-Бур в Высоком Атласе (Шубер, Фор Мюрэ, 1964). Однако можно полагать, что распространено оно не только в пределах герцинских антиклинориев, но, возможно, слагает основание пологих участков Мезетт и впадин между Прибрежными хребтами (Тельский Атлас и Риф), средним Атласом и Высоким Атласом. Иначе говоря, можно полагать, что плато Оранской и Мароканской Мезетт и Береговой Мезетты могут обладать на широком пространстве позднедокембрийским (байкальским) основанием. Не исключено также, что и восточная часть рассматриваемой области, где нет выходов палеозойских складчатых структур на поверхность в пределах восточного Алжира и Туниса, представляет собой площадь прикрытого чехлом позднедокембрийского (байкальского) основания.

В Добруджинско-Скифско-Бухарской палеозойской складчатой области выступ байкальского основания можно видеть в южной Добрудже (зеленые сланцы), и оно, вероятно, слагает основание всей Мизийской

плиты. Досилурийский возраст этого основания доказывается наличием силурийских, девонских и каменноугольных отложений в составе нижней части осадочного чехла плиты. Пологие условия их залегания и распространение сейчас хорошо установлены (Barbu, Vasilescu, 1968) по данным бурения. В восточной части равнинного Крыма бурением вскрыты метаморфические сланцы, образующие другой менее значительный по размерам массив байкальских складчатых структур основания (Муратов, Бондаренко, Плахотный, Черняк, 1968).

В пределах северного Кавказа широко развиты породы герцинского молассового комплекса (средний карбон, пермь). Однако допалеозойское основание здесь вскрыто бурением только в одном месте на Ставропольском поднятии. Поэтому байкальское основание в равнинной части северного Кавказа можно только предполагать. Далее в пределах описываемой области древнее основание выступает из-под осадочного чехла только далеко на востоке, в предгорьях Гиссарского хребта, и в отдельных местах вскрыто бурением. В Гиссарском хребте оно представлено разнообразными кристаллическими сланцами, относимыми к позднему докембрию, прикрытыми местами палеозойскими породами (силур—девон), образующими остатки чехла основания. Местами присутствуют также каменноугольные и пермские обломочные породы, которые можно отнести к образованиям герцинского молассового комплекса.

Как видно, всюду, где имеются выходы допалеозойского основания в пределах перечисленных герцинских складчатых областей, оно относится к позднедокембрийским складчатым образованиям — аналогам ранних и поздних байкалид. Очень вероятно, что байкальское основание слагает значительно большую площадь и образует более значительные участки в пределах территорий, перекрытых мезозойско-кайнозойским чехлом, чем можно себе представить, исходя из простого сопоставления отдельных выходов. Весьма вероятно, что оно скрыто под такими мезозойско-кайнозойскими платформенными впадинами, как Аквитанский и Парижский бассейны, Марокканская и Оранская Мезетты Северной Африки, а также слагает значительные пространства под молодым чехлом Пиренейского полуострова, Скифской и Бухарской плит.

БАЙКАЛЬСКОЕ ОСНОВАНИЕ АЛЬПИЙСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

В пределах Альпийской складчатой области до недавнего времени предполагалось преобладание герцинского складчатого основания, включающего лишь отдельные более древние срединные массивы. Г. Штилле уже давно высказывал представление, что Альпийская складчатая область развилась в результате регенерации, геосинклинальных условий в области герцинской складчатости. Близкие высказывания принадлежат Н. С. Шатскому (1960), который считал Альпийскую складчатую область остаточной, развившейся на пространстве внутри герцинской области. Несколько позже я также пытался обосновать наличие герцинского основания Альпийской складчатой области и высказывался о ее развитии на этом основании (Муратов, 1962; Тектоника Европы).

Однако в настоящее время эти представления должны быть пересмотрены, так как выяснилось, что хотя герцинское основание и играет существенную роль в Альпийской складчатой области, но оно все же занимает меньшее пространство, чем более древнее, байкальское основание, которому принадлежит, как и в пределах герцинских областей, главная роль. Прежде всего это было установлено для территории Ирана, где А. Штеклин (1966) показал широкое развитие палеозойских пород от кембрия до перми в фациях платформенного типа, но с весьма однообразным характером разреза, который существенно не изменяется по мощности и составу на значительных пространствах от

Эльбурса на севере до Загроса на юге. Более того, в основании разреза палеозойских пород были установлены верхнедокембрийские толщи (зокембрий — аналоги венда) также в платформенных фациях. Они налегают на складчатое метаморфическое основание более древнего (раннебайкальского) возраста. Вендские (зокембрийские) породы со строматолитами (Штеклин, 1966) и вся толща палеозойских отложений представляют собой в этой части Альпийской складчатой области образования, очень сходные по фациям и мощностям с чехлом молодых платформ. В данном случае они образуют чехол складчатого основания значительной по площади части Альпийской складчатости области. Судя по возрасту подошвы этого чехла, его фундамент может быть не более молодым, чем средний рифей, т. е. он может относиться только к ранним байкалидам. Следовательно, альпийские геосинклинальные системы на территории Ирана развились на байкальском (раннебайкальском) основании, прикрытом чехлом платформенного типа, а палеозойские геосинклинальные системы и соответствующие им осадочно-вулканогенные формации здесь неизвестны. Та же картина, по существу, наблюдается в пределах всего Малого Кавказа, а также Дзирульского массива. В последнем байкальское основание выступает на поверхность, выступает оно также и в виде отдельных блоков на Малом Кавказе в Мисханском Мегринском и Локском массивах, а также в Даралагезе. Все имеющиеся здесь выходы палеозойских пород представлены большей частью карбонатными породами в фациях чехла, близких по фациальному составу к палеозою Ирана. При этом и разрез палеозойских пород Даралагеза очень сходен с разрезом Ирана, так же как и разрез окрестностей Нахичевани. Все это приводит к выводу, что вся территория Малого Кавказа очень сходна по своей истории в палеозое с историей Ирана. Очень вероятно, таким образом, что байкальское основание подстилает весь Малый Кавказ, а также Дзирульский массив, и распространяется под Куринскую и Рионскую низменности вплоть до подножия Большого Кавказа, где появляются палеозойские геосинклинальные формации, в верховьях Цхенис Цхали и Ингури (Севанский антиклинорий).

То же самое касается значительной части Малой Азии. Здесь в пределах Мендересского и Киршехирского срединных массивов байкальское основание выступает на поверхность. Выступает оно и в крупных поднятых блоках, чешуях и ядрах антиклинориев в системе Тавра, в частности в Битлисском массиве западнее оз. Ван. На это основание в пределах Тавра налегают палеозойские породы, начиная с кембрия ордовика и силура и кончая пермью, представленные однообразными карбонатными породами или сланцево-песчанистыми толщами (Фюрон, 1950; Эрентоз, 1967; Блюменталь, 1948 и др.), которые могут рассматриваться как типичные формации чехла основания. Правда, сами турецкие геологи весьма осторожно относятся к оценке возраста метаморфических пород, слагающих это основание (Эрентоз, 1967). Чаще всего их относят к «кристаллическому комплексу» без указания возраста. Многие геологи считают, что эти породы палеозойские или иногда выделяют среди них нижний и верхний палеозой. И. Кетин (1966) приводит ряд доводов в пользу того, что кристаллический комплекс представляет собой метаморфизованный мезозой.

Однако сходство разрезов метаморфических пород Киршехирского и Мендересского массива с породами Родопского и Палегонийского массивов позволяет считать более вероятным их позднедокембрийский (рифейский) возраст. Подобные же породы выступают в массиве около Малатии в Восточном Тавре, в горах Иглиз, массиве Болу-Даг, к югу от Чанаккале, у южного берега Мраморного моря, на о-ве Мармара в Султан-Даге и других местах. Докембрийский возраст этих пород подтверждается налеганием на них во многих местах палеозойских отло-

жений осадочного чехла, которые начинаются ордовиком или силуром, а в горах Анамур даже кембрием (Эрентоз, 1967). Возможно, что наряду с верхнепротерозойскими (рифейскими) породами, присутствуют и более древние. В частности, высокометаморфизованные гнейсы и кристаллические сланцы Мендересского массива, вероятно, представляют более древние образования.

Таким образом, большая по площади часть Малой Азии может рассматриваться как обладающая байкальским основанием. Только на северо-западе, в пределах Западного Понта и в районах, прилегающих к берегам Мраморного моря, появляются палеозойские геосинклинальные складчатые толщи и, следовательно, можно говорить о наличии герцинского основания. На Балканском полуострове байкальское основание выступает в Родопском, Сербо-Македонском и Пелагонийском массивах. В Сербо-Македонском массиве М. Дмитриевич (1967), М. Дмитриевич и Б. Чирич (1966) выделяют два сложных по составу комплекса метаморфических пород, из которых верхний относят к верхнему протерозою (аналогам рифея), а нижний считают более древним протерозойским. Стратиграфия метаморфических толщ Родопского массива в последнее время изучалась многими болгарскими геологами (Д. Кожухаров, И. Боянсов, В. Вергилов и др.). По данным Д. Кожухарова (1967), последовательность древних толщ этого массива очень сходна с разрезом докембрия Пелагонийского массива, описанным М. Арсовским (1960) и Р. Стояновым (1960). В Родопском массиве выделяются два комплекса — нижний, относимый к архею, представлен гнейсами и другими глубокометаморфизованными породами. На них несогласно налегает второй комплекс, разделенный на шесть свит и относимый в целом к протерозою. На Пелагонийском массиве развиты аналоги пяти верхних из этих свит. Не может быть сомнения, что описанные породы всех трех массивов Балканского полуострова подверглись складчатости и метаморфизму в конце протерозоя, т. е. в байкальскую эпоху складчатости. Вместе с тем байкальское основание в Родопском массиве было прорвано интрузиями позднепалеозойских гранитоидов (массив Витош).

Подобные же метаморфические толщи описаны А. Грубичем в южной оконечности Карпат в Восточной Сербии, где они слагают отдельные массивы, разделенные узкими складчатыми зонами и разломами. Здесь также известны и палеозойские гранитоиды.

В Южных Карпатах допалеозойское основание выступает на огромной площади, слагая все главнейшие горные массивы как в пределах самих Карпат, так и в Банате. Согласно данным сводки М. Дессила-Кодарча (1967), здесь в составе основания выделяются три комплекса. Древнейший комплекс Лотру сопоставляется ею с добайкальскими — карельскими или беломорскими образованиями платформы. Второй комплекс, алутский, рассматривается как принадлежащий к верхнему докембрию и сопоставляется с готскими образованиями Балтийского щита, т. е. является аналогом ранних байкалид. Третий комплекс собственно байкальский или позднебайкальский, к которому относятся метаморфические серии, слагающие массивы Фагараш, Себеш, Пояна Руска, Мыниом-Догнеча, Локва, окаймляют древнее антиклинальное ядро Южных Карпат, сложенные серией Лотру и алутским комплексом. Формированием этого комплекса закончилось образование складчатых структур фундамента Южных Карпат и Баната, который является, таким образом, байкальским (Дессила-Кодарча, 1967).

Байкальский комплекс слагает также большую часть гор Апусени и весь Мармарошский массив Восточных Карпат. Только основание гор Хигиш на юго-западе массива Апусени слагают палеозойские складчатые и метаморфизованные породы, относящиеся к герцинской геосинклинальной системе.

В западных Карпатах комплекс байкальского основания отчетливо обособляется чехословацкими геологами. Он представлен двумя сериями кристаллических сланцев — татранской и кугутской, которые слагают ряд отдельных массивов, выступая во многих местах из-под мезозойских и более молодых отложений (Будай, Магел, Матейка, Кодым, Машка, Свобода, Зоубек, 1963). Этот комплекс вместе с прорывающими его гранитами слагает часть Высоких Татр, Низких Татр, Большой и Малой Фатры, Стражовских гор, Побажского Иновца, Малых Карпат, гряды Трибеч, близ Нитры и гор Бранско около Спишска-Нова-Вес, намечая здесь значительную площадь, обладающую байкальским основанием. Лишь к югу от этих массивов в Спишско-Гемерских горах выступают палеозойские геосинклинальные толщи, образующие относительно узкую зону. Южнее ее в Венгрии снова расположена значительная площадь с байкальским основанием. Давно уже высказывалось предположение о существовании массива древней суши на месте *Большой и Малой Венгерской впадин* (Мойсисович). Л. Кобер рассматривал основание этих впадин как срединный массив внутри Альпийского орогена. В настоящее время бурением доказано, что кристаллические породы слагают значительную часть основания Венгерских впадин, причем во многих местах поверхность его прикрыта прямо подошвой неогена. В других местах между подошвой неогена и поверхностью древнего складчатого основания присутствуют толщи верхнепалеозойских и мезозойских (триасово-юрских) отложений. Кристаллические породы выступают на поверхность в отрогах Альп в районе Шопрона, в Кёсега, в Валенцийской гряде, Средне-Венгерских гор, на берегу оз. Балатон. Это кварцево-сланцевые сланцы, филлиты, кварциты, серицитовые сланцы и вулканогенные породы (порфириды и др.). Кристаллические сланцы выступают также в горах Мечек, образуя оболочку гранитов в между-речье Савы и Дравы в Хорватии, в гряде Фрушка-гора близ Нового Сада. По возрасту венгерские геологи (Вадас, 1964) считают их палеозойскими (докаменноугольными) и древнепалеозойскими (Сентеш, 1958) или нижнепалеозойскими и докембрийскими (Кэросси, 1964). Сходство этих образований с породами Сербско-Македонского массива и Южными Карпатами позволяет считать более вероятным их допалеозойский возраст. Таким образом, можно полагать, что основанием неогена и других осадочных толщ *Большой и Малой Венгерских впадин* служит байкальский массив.

В пределах Альп допалеозойское основание выступает на широкой площади. Оно представлено гнейсами, различными кристаллическими сланцами и слагает всю область Восточных Альп, кроме граувакковых зон на севере и юге. Западнее оно слагает большие покровы массивов Оэтцтал и Сильвретта и участвует в строении всей серии Пеннинских покровов Центральных Альп. К нему же относятся кристаллические сланцы всех автохтонных массивов (Меркантур, Белледонна, Монблан и Аарский), а также зона Ивреа и кристаллические сланцы к югу от главного разлома Альп (Инсубри — Ивреа) и в районе озер Маджоре и Лугано.

Повсеместно в Альпах эти гнейсы и кристаллические сланцы прорваны более молодыми интрузиями герцинских гранитов. Однако палеозойские осадочно-вулканические геосинклинальные толщи распространены здесь мало и слагают только северную и южную граувакковые зоны Восточных Альп. В западных Альпах в зоне Бриансонне присутствуют лишь средне- и верхнекаменноугольные отложения с пластами угля. Несколько шире распространены пермские песчаники и конгломераты (Аарский массив, Гларн, Меркантур и др.). Верхнепалеозойские породы слагают фрагменты межгорных впадин, которые образовались в герцинском заключительном этапе. На отдельных участках поверх кристаллических сланцев и гнейсов сохранились остатки покрывавшего их чехла, представленные песчано-глинистыми породами и известняками

ордовика, силура и девона (Восточные Альпы, районы Граца и др.). Эти останцы чехла и породы граувакковых зон свидетельствуют о доордовикском возрасте кристаллических сланцев и гнейсов Альп и соответствующем возрасте их складчатости и метаморфизма. Таким образом, кристаллическое основание Альп, кроме восточных, где присутствуют северная и южная граувакковые зоны, должно быть отнесено к области байкальской складчатости.

Основание Апеннинского полуострова, кроме крайней южной части, на поверхность не выступает. Только в Калабрии, в Сицилии у Мессины на поверхность выходят кристаллические сланцы и гнейсы Калабро-Пелоританского массива, который также следует рассматривать как фрагмент байкальского основания. Очень вероятно, что весь Апеннинский полуостров между этим массивом и южным склоном Альп, а также дно Адриатического моря имеют байкальское основание.

Дальше на запад выступы кристаллического основания, которые можно отнести к байкальскому комплексу, присутствуют в двух Кабильских массивах на Средиземноморском побережье Алжира, свидетельствуя о вероятном распространении байкальского основания и под альпийскими складчатыми структурами Северного Туниса, Алжира, а возможно, также и северной части Марокко.

ЧЕХОЛ БАЙКАЛЬСКОГО ОСНОВАНИЯ

Байкальское складчатое основание в пределах рассматриваемой части Средиземноморского пояса на значительных участках прикрыто осадочным чехлом. Он представлен более или менее мощными толщами осадочных и иногда вулканических пород, частично уже упомянутыми выше при описании комплекса основания. Эти отложения резко несогласно налегают на размытую поверхность складчатых и метаморфизованных пород.

По характеру формаций и их мощностям эти образования вполне сходны с формациями чехла молодых платформ. Среди них мы имеем глинистые и глинисто-песчаниковые толщи, значительную роль играют массивные и слоистые известняки и доломиты. Все они отличаются выдержанностью литологического состава и фаций на значительных протяжениях. Присутствуют среди них также вулканические породы, образующие маломощные покровы лав и туфов, приуроченные к отдельным стратиграфическим горизонтам. По возрасту толщи эпибайкальского чехла стносятся главным образом к отложениям палеозоя и иногда также верхов докембрия (Иран), часто включают триасовые и юрские отложения, а также и более молодые породы мела, палеогена и местами даже неогена.

Эти породы слагают совершенно определенный, четко выраженный и обособленный структурный комплекс или этаж, который несогласно перекрывает байкальское складчатое основание и на значительных пространствах Средиземноморского пояса залегает поверх этого основания очень спокойно. Однако в пределах Альпийской складчатой области породы чехла байкальского основания бывают вовлечены во многих районах в крупные дислокации и складчатость, залегая в подошве геосинклинального (альпийского) или в основании молассового комплекса. При этом они местами подверглись альпийскому метаморфизму, что в некоторых случаях делает их сходными с настоящими геосинклинальными образованиями. Это иногда затрудняет возможность отделить их от последних.

Вместе с тем при необходимости выделения определенных крупных исторических этапов развития складчатого пояса и соответствующих им структурных этажей, чехол основания должен быть совершенно обособлен как от комплекса самого основания, так и от покрывающего его складчатого комплекса. Чехлу основания в историческом аспекте соот-

ветствовал платформенный режим на значительных пространствах пояса, т. е. совершенно особый этап.

В пределах Средиземноморского пояса эпибайкальский чехол основания, состоящий из палеозойских и мезозойских пород (а местами верхнепротерозойских) распространен в районах отсутствия палеозойских геосинклинальных толщ и между палеозойскими геосинклинальными системами. В некоторых районах, обладающих также байкальским основанием, развит чехол, состоящий только из верхнепалеозойских и мезозойских пород, залегающих прямо на этом размытом основании.

В областях верхнепалеозойской складчатости Западно-Европейских герцинид и Северной Африки чехол основания, естественно, является эпигерцинским и состоит только из мезозойских и кайнозойских отложений, достигающих большой мощности. Особенно значителен по мощности эпигерцинский чехол, заполняющий Парижский и Аквитанский бассейны, покрывающий Скифскую и Бухарскую плиты.

Наиболее широкое пространство эпибайкальский чехол занимает в пределах той части Средиземноморского пояса, где, как было выше отмечено, большие площади слагает байкальское основание, т. е. в пределах Ирана, большей части Малой Азии, Малого Кавказа (точнее, всего Закавказья, включая Куринскую и Рионскую впадины).

Чехол основания в пределах Ирана, по данным Д. Штеклина (1966) и других геологов (Steklin, Ruttner, Navabi, 1964), начинается пестрыми слюдистыми глинистыми сланцами, песчаниками и доломитами, залегающими несогласно с размывом на поверхности основания. Эти слои содержат прослои строматолитовых известняков, имеют более 2000 м мощности и относятся к инфракембрию. Эти аналоги венда известны в хребте Эльбурс (у Зенжана, Алам-Куха и т. д.) в районе Кермана в Загресе, в горах Озбах-Кух, западнее Тобаза и в других местах.

Их согласно покрывает очень выдержанная по составу серия Лалуна, представленная темно-красными косослоистыми аркозово-кварцевыми песчаниками мощностью до 1000 м. Выше они согласно сменяются глинисто-карбонатными породами с трилобитами среднего или верхнего нижнего кембрия, что и позволяет относить серию Лалуна к нижнему кембрию.

Кембрийские отложения сменяются ордовикскими и силурийскими, которые со следами размыва перекрыты средне- и верхнедевонскими и нижнекаменноугольными. Средне- и верхнекаменноугольные отложения развиты незначительно и перекрыты с более резкими следами регионального несогласия пермскими породами. Среди последних имеется выдержанный горизонт основных эффузивов. Пермские отложения без несогласия сменяются полным разрезом триаса. Более молодые породы, начиная с рэта—лейаса имеют более сложные особенности распространения и изменения состава и мощностей толщ и уже не могут повсеместно быть отнесены к чехлу основания.

В пределах Турции и Малого Кавказа разрез чехла основания является более сокращенным, чем в Иране. Здесь отсутствуют нижние горизонты (венд—кембрий). В Тавре на кристаллические сланцы основания налегают маломощные сланцы и карбонатные породы ордовика, силура—девона. На Малом Кавказе в горах Даралагеза на байкальском основании несогласно залегают известняки среднего, верхнего девона и нижнего карбона, на которых без несогласия лежат известняки перми и триаса. Севернее палеозойский чехол не был распространен или не сохранился, и прямо на байкальское основание в тех местах, где нет Альпийского геосинклинального комплекса, например на Дзирульском массиве, налегают маломощные породы юры, нижнего, верхнего мела и палеогена. То же, по-видимому, имеет место в пределах всей Куринской и Рионской впадин, где прямо на отложения комплекса мезозойского и

палеогенового чехла налагает неогеновый молассовый комплекс заключительного этапа.

В пределах Мизийской (Нижне-Дунайской) плиты эпибайкальский чехол согласно данным К. Барбу и Е. Василеску (Barbu, Vasilescu, 1968) начинается отложениями ордовика—силура, а выше состоит из пород девона, карбона, перми, триаса, юры, мела, палеогена, неогена и четвертичных. В области Карпат и Венгерских впадин в состав эпибайкальского чехла входят только породы верхнего палеозоя (карбон, пермь), представленные частью морскими, частью континентальными фациями (Вадас, 1964), и отложения триаса, юры, мела и палеогена. Неогеновые толщи альпийского молассового комплекса, заполняющие впадины, к чехлу уже не относятся, так же как и меловой-палеогеновый флиш Большой Венгерской впадины.

К чехлу основания относится весь разрез палеозоя и мезозоя (кроме флиша) южного склона Альп. Обрамляя с севера впадину долины р. По, этот разрез палеозоя позволяет считать вероятным наличие байкальского основания под Апеннинским полуостровом и Адриатическим морем.

В областях развития палеозойских складчатых систем в пределах Альпийской складчатой области на Большом Кавказе, Балканском полуострове, в северных Альпах и Пиренеях, где палеозойские породы представлены геосинклинальными толщами, чехол основания начинается триассовыми и юрскими глинисто-песчаными и карбонатными отложениями и включает более молодые породы.

В пределах Альпийских складчатых систем чехол основания оказывается вовлеченным в Альпийскую складчатость. Вместе с геосинклинальными альпийскими толщами он участвует в строении сложных складчатых структур, а также надвигов, шарьяжей. Достаточно упомянуть крупные покровы Пеннинской зоны Альп, в строении которых участвуют породы комплекса основания (кристаллические сланцы, гнейсы, граниты), а также иногда и их чехол. Это показывает, что многие альпийские геосинклинальные прогибы заложены на основании, покрытом чехлом, и последний мог быть вовлечен с прогибанием и затронут складчатостью, наряду с толщами, заполнявшими прогиб.

ГЕРЦИНСКИЕ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЕ СИСТЕМЫ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ «СРЕДИЗЕМНОМОРСКОГО» ПОЯСА

Герцинские складчатые системы наиболее полно представлены и хорошо изучены в пределах двух из перечисленных верхнепалеозойских складчатых областей в составе Средиземноморского пояса: в области Западно-Европейских герцинид и герцинид Атласской системы Северной Африки. В третьей Скифско-Бухарской области они изучены только в Добрудже, а далее на восток от нее известны лишь по данным бурения, так как скрыты под осадочным чехлом Скифско-Бухарской плиты.

Не касаясь более полной характеристики герцинских складчатых систем этих областей, отметим только, что во всех трех случаях они вытянуты вдоль края Средиземноморского пояса и формируют его периферические части, образуя основание эпигерцинской платформы. Они отделяют Альпийскую геосинклинальную область от краев Восточно-Европейской и Африканской платформ и Англо-Галицийской области байкалид Центральной Европы (Журавлев, Раабен, 1968).

Помимо трех главных верхнепалеозойских областей Средиземноморского пояса, герцинские складчатые системы присутствуют внутри Альпийской геосинклинальной области. Ранее, как уже упоминалось, предполагалось широкое распространение герцинских складчатых структур в фундаменте этой области. В свете современных данных стало очевидным, что они образуют здесь лишь ограниченное число узких, частью

изогнутых систем. В сущности можно наметить лишь пять таких систем, состоящих из отдельных синклиорий и антиклиорий, возникших из геосинклинальных прогибов и поднятий; некоторые из них местами, кроме того, образуют отдельные ответвления.

Первой из этих систем является очень короткая, сохранившаяся фрагментарно система палеозойских Восточных Альп и Западных Карпат. К ней относится Северная граувакковая зона Восточных Альп, которая сложена геосинклинальными толщами нижнего и среднего палеозоя с эффузивами. Она погружается на востоке под Малую Венгерскую впадину. Очень вероятно, что плохо развитая Южная граувакковая зона Альп составляет участок той же системы, отделенный от нее в результате орогенеза и эрозии. Наконец, к этой же системе относится, по-видимому, Спишско-Гемерская зона Западных Карпат, которая, вероятно, соединяется под покровом Венгерской впадины с Восточными Альпами, образуя с ними единую палеозойскую систему. Спишско-Гемерский антиклинорий сложен мощным комплексом хлорит-серпичитовых сланцев, филлитов, граувакковых сланцев, среди которых есть спиллитовая формация (раковицкая серия) и диабазы. По возрасту они охватывают интервал от ордовика до среднего карбона. Есть здесь и верхнепалеозойские отложения. Ни западное, ни восточное продолжение описанной системы не известны. Возможно, что в обе стороны она выклинивается и исчезает.

Второй является более длинная и сложно построенная система, идущая от Внутренней зоны Динарских гор в бассейне р. Савы, на юго-восток через Сербию и Македонию вдоль долины Вардара до берегов Эгейского моря. Она, видимо, продолжается, пересекая дно этого моря, в западной Анатолии, протягиваясь к югу от берегов Мраморного и Черного моря до низовьев р. Кизыл-Ирмака в горах Понта. В пределах всей этой Савско-Северо-Анатолийской системы можно выделить целый ряд крупных структурных элементов позднепалеозойского возраста, в том числе крупный Палагонийский антиклинорий и ряд синклиорий. Последние выполнены мощными толщами палеозойских пород от ордовика до нижнего карбона по возрасту, т. е. образуют типичный геосинклинальный герцинский комплекс. Среди них есть мощные диабазовоспилитовые и другие вулканогенные толщи. Очень вероятно, что если не все, то некоторые массивы ультраосновных пород, связанные с этой зоной и относимые рядом исследователей к мезозою (В. Чирич, 1967), в действительности, как предполагает М. Илич (1967), тоже должны быть отнесены к палеозою. В пользу этого М. Илич приводит ряд доказательств, в частности указывая на наличие серпентинитовой гальки в базальных конгломератах триаса. Выходы палеозойских пород на поверхности в пределах описываемой системы располагаются в пределах альпийских антиклиналей, антиклиорий и массивов и являются разрозненными. Поэтому структура системы далеко еще не выяснена, и контуры ее намечаются только путем сопоставления отдельных фрагментов палеозойских структур. От главной ветви описываемой системы отходят два ответвления. Одно начинается у южного берега Черного моря в районе Бартина и Зонгулдака. Оно тянется к западу вдоль побережья и через п-ов Коджа—Эли, Принцевы острова и Босфор в район Стамбула. В окрестностях последнего известен разрез мощной толщи отложения силура, девона и карбона, представленный глинистыми карбонатными, отчасти туфогенными породами. Они заполняют здесь остаток синклиория и прорваны верхнепалеозойскими гранитными интрузиями. На северо-западе эти породы вместе с покрывающими их меловыми и неогеновыми отложениями срезаются берегом Черного моря, и дальнейшее продолжение их неизвестно. Вся система сопровождается герцинским молассовым комплексом, представленным отложениями среднего верхнего карбона и перми. Они особенно полно представлены в северо-за-

падной Анатолии, где в районе Зонгулдака с ними связаны угленосные отложения. Второе ответвление описываемой системы расположено севернее, в пределах Баната в южных отрогах гор Апусени — горах Хишиш. Здесь выходит мощная слоистая перекристаллизованная песчано-сланцевая серия Пайушени с пачками эффузивов, которая, по данным спорово-пыльцевого анализа, относится к девону — нижнему карбону. Продолжение ее выступает в более восточной части гор Апусени в виде близкой по составу серии Ариешени (Бляху, Димитреску, 1959). Далее к востоку прогиб, заполненный этой толщей, видимо, не протягивается. На западе полоса выходов этой толщи отклоняется к югу, и можно думать, что под покровом неогеновых отложений Большой Венгерской впадины протягивается на юго-запад до соединения с Савско-Северо-Анатолийской системой где-нибудь в районе долины Дуная близ Белграда.

Третьей палеозойской системой является Старо-Планинская в Болгарии. Ее слагают палеозойские породы, выступающие на поверхность в пределах старой Планины, начиная от района к западу от Сливена. Они достигают особенно широкого распространения на участке к северу от Софии, где представлены глинисто-песчаные отложения ордовика и силура с фауной. Присутствуют также породы, предположительно относимые к нижнему карбону. Их сопровождает мощная толща так называемой диабаз-филитоидной формации, которую относят условно к девону, но которая, как пишет Е. Бончев (1955), скорее должна быть отнесена к ордовику. Все эти отложения прослеживаются до западной части Старой Планины, а далее описываемая геосинклиналиная система, возможно, не протягивалась. На значительном протяжении эту систему сопровождает герцинский молассовый комплекс, представленный угленосными отложениями среднего и верхнего карбона в районе севернее Софии и пермскими красноцветами.

Четвертой палеозойской системой является Кавказская, расположенная в пределах Большого Кавказа и состоящая из двух синклиналиев (остатков геосинклиналиных прогибов) северного и Сванетского (южного), разделенных антиклинорием, совпадающим с современным Главным хребтом Кавказа. Антиклинории и основание прогибов слагают мощные толщи байкальских складчатых образований. Северный прогиб заполнен геосинклиналиным комплексом силура, девона и нижнего карбона, включающим много эффузивов, особенно среди девонских отложений. Этот комплекс несогласно перекрыт угленосными и континентальными отложениями и красноцветными породами среднего, верхнего карбона и перми, которые заполняют систему межгорных впадин и образуют герцинский молассовый комплекс.

Южный прогиб также заполнен отложениями геосинклиналиного типа, но с ограниченным распространением эффузивов. Здесь выходят только отложения девона и карбона. При этом породы нижнего карбона сменяются близкими в фаціальном отношении толщами среднего, верхнего карбона, перми и триаса. Молассовый комплекс здесь не выражен, в чем заключается своеобразие этой зоны; здесь главный геосинклиналиный герцинский комплекс охватывает верхи палеозоя и часть триаса и сменяется резко несогласно залегающим на нем лейасом, который относится уже к альпийскому геосинклиналиному комплексу, а герцинский молассовый отсутствует. Ни восточное, ни западное продолжение Кавказской палеозойской системы не известно. Представляется возможным, что на востоке она соответствует контурам большого Кавказа и за его пределы не распространяется. Простирающиеся кайнозойские складки, вытянутые в Дагестане вдоль побережья Каспийского моря, может быть объяснено их унаследованностью по отношению к палеозойским структурам, скрытым здесь на глубине. Если такое предположение правильно, Кавказская палеозойская система выклинивается на

востоке где-нибудь в районе Каспийского побережья Кавказа, и тогда дно средней части Каспия можно представить как область байкальского массива. На западе описанная система возможно продолжается под Горный Крым и служит его основанием. Это предположение, правда, ничем не обосновано, кроме наличия вероятно палеозойских складчатых пород, на глубине вскрытых скважиной в районе Краснодара. В Крыму эти породы пока неизвестны.

Последней пятой палеозойской геосинклинальной складчатой системой является Пиренейская. Располагаясь между двумя верхнепротерозойскими массивами — Аквитанским и Кастильским (северо-восточной Испании), эта система является типичной герцинской по истории развития (Кастерс, 1964).

В основании складчатых палеозойских пород здесь залегает кристаллический комплекс, который сменяется серией филлитов и серицитовых сланцев нижнего палеозоя и мощной толщей глинисто-песчаных и карбонатных пород силура, девона и нижнего карбона (кульм). Эти породы интенсивно складчаты и прорваны гранитными интрузиями. Их резко несогласно перекрывает герцинский молассовый комплекс, состоящий из угленосных отложений вестфала и стефана и красноцветных отложений перми. На западе система, видимо, замыкается в Астурии, а на востоке участком ее продолжения являются Черные горы на юге Франции. Дальнейшее продолжение ее неизвестно; не исключено, что им являются части Корсики и Сардинии.

АЛЬПИЙСКИЕ СКЛАДЧАТЫЕ СИСТЕМЫ

Альпийские геосинклинальные складчатые системы частично наследуют положение и простираение герцинских и тесно связаны с ними.

В других случаях они заложены прямо на байкальском основании или на основании, прикрытом осадочным чехлом.

К числу альпийских систем, которые полностью унаследованы по отношению к палеозойским, относятся Пиренеи, Большой Кавказ, возможно вместе с Горным Крымом, Балканская и Динарская системы и система западного Понта. Унаследованной надо считать систему Западных Карпат и отчасти Альп и Мурешскую. Некоторые альпийские системы, наложенные на байкальское основание, наследуют простираение герцинских, но сами расположены несколько в стороне от них. К числу таких относится альпийская система Северной Африки — Марокко — Алжира. Наконец, многие альпийские системы никак не связаны своим расположением с герцинскими. К их числу принадлежат все системы Ирана (Загрос, Эльбурс), Малого Кавказа, восточной и южной Анатолии (Восточный Понт и Тавр). Не связана с палеозойскими система Восточных Карпат Южных Карпат и система Южной Греции (Эллениды). Соотношение некоторых альпийских систем с палеозойскими остается невыясненным. К числу таких относятся Апеннинская и Бэских Кордильер.

Все перечисленные альпийские складчатые системы образовались за счет развития геосинклинальных систем, состоящих из ряда геосинклинальных прогибов. После замыкания этих прогибов, складчатости заполняющих их осадочных толщ и внедрения интрузий конца главного этапа, в заключительном этапе образовались системы межгорных впадин краевых прогибов, выполненных молассовым комплексом, и разделенных ими горных поднятий. Их формирование также сопровождалось складчатостью осадочных толщ, образованием надвиговых структур и крупных магматических тел. Главнейшие отличия истории развития всех этих систем обусловлены, как известно, особенностями прежде всего самих геосинклинальных прогибов, их величиной, характером ограничивающих разломов, а также главнейшими чертами истории формирова-

ния, которые отражены в составе и строении заполняющих их осадочных и вулканогенных формаций и магматизме. Несомненно, кроме того, важнейшее влияние на их особенности оказывает и соотношение с тем основанием, на котором развивались прогибы. Поэтому упомянутое выше соотношение альпийских систем с подстилающим их герцинским или байкальским основанием также должно быть учтено и требует дальнейшего изучения.

Среди геосинклинальных прогибов Альпийской складчатой области можно выделить пять главных типов прогибов. К первому из них относятся ранние прогибы, т. е. такие, которые в рассматриваемой геосинклинальной области возникли в триасе, ранней или средней юре.

К их числу относятся Пеннинский прогиб внутренней зоны Альп, Внутренне-Динарский и Вардарский прогибы Динарид и Крымско-Кавказский геосинклинальный прогиб. Все они возникли в конце триаса или лейасе и относятся к числу эвгеосинклинальных прогибов, так как характеризуются значительными проявлениями вулканизма. К ним же надо отнести Сомхето-Карабахский — Зангезурский прогиб Малого Кавказа, который возник несколько позже в середине юры, в аалене, когда началось формирование заполняющей прогиб порфиритовой серии.

Необходимо отметить, что кроме последнего, который наложен на байкальское основание Малого Кавказа, все остальные ранние прогибы в той или иной степени являются унаследованными по отношению к герцинским системам. Внутренне-Динарский полностью следует вдоль западной части Савско-Северо-Анатолийской системы, Крымско-Кавказский, во всяком случае в Кавказской части, наследует положение палеозойской Кавказской системы; Пеннинский в своей восточной части следует вдоль Граувакковой зоны Альп и может рассматриваться как унаследованной по отношению к ней, но западнее долины Рейна эти черты унаследования теряются вследствие исчезновения здесь остатков палеозойских структур.

Вторым типом ранних прогибов являются прогибы с мнogeосинклинальным накоплением осадков, преимущественно карбонатных, реже глинистых толщ, достигающих иногда значительной мощности. К числу этого рода прогибов относятся: прогиб Восточных Известняковых Альп, прогиб средней части Динарских гор Югославии, тянущийся вдоль Адриатического побережья с их мощным разрезом карбонатных пород от триаса до эоцена по возрасту (зона Высокого карста), Предбалканский в Бологарии, вероятно Пиренейский (юрский) и др.

Третьим типом являются также ранние геосинклинальные прогибы, но такие, которые можно назвать недоразвитыми. Они характерны для Центрального Ирана. Наиболее крупный из них в районе Кермана заполнен толщей ретских и юрских терригенных отложений мощностью более 3000 м. Среди них есть континентальные угленосные отложения с промышленными пластами угля. Толщи, заполняющие прогибы подверглись складчатости в конце юры и прорваны небольшими гранитоидными интрузиями позднеюрского или мелового возраста (Штеклин, 1966). Сходные прогибы с менее мощными юрскими отложениями вытянуты параллельно Загросу в районе Исфагана. По своему относительно краткому периоду развития эти терригенные прогибы не являются типичными геосинклинальными. В то же время мощность выполняющих отложений, некоторый метаморфизм их пород, наличие интрузий — все это отличает их от простых грабенных и позволяет считать своеобразными геосинклинальными образованиями.

Четвертым типом являются поздние геосинклинальные прогибы (Муратов, 1967), большинство которых являются флишевыми (или флишегенными). Это прогибы, возникшие в самом конце юры начале мела, иногда в середине и даже конце мела. Число этих прогибов, заполненных флишевыми или вулканогенно-флишевыми и сопровождаю-

щими их формациями, очень велико. При этом, как правило, большинство этих прогибов наложено на байкальское основание или его чехол. Многие из них при этом следуют вдоль простираения палеозойских систем и ранних прогибов, в некоторых случаях накладывались на край последних. Это мы видим на примере внешнего флишевого прогиба Альп, который на востоке переходит в флишевой прогиб Западных Карпат.

В Динарской системе мы имеем ряд флишевых прогибов. Внешне-Динарский флишевой прогиб следует вдоль простираения Внутренне-Динарской зоны, частично накладываясь на нее. Ряд других прогибов мелового возраста (Чирич, 1967) следует вдоль ранней Внутренне-Динарской и Вардарской зоны.

На юге Западной Анатолии флишевые прогибы мелового возраста следуют простираению палеозойских структур Савско—Северо-Анатолийской системы, прямо накладываясь на нее. Флишевые прогибы юго-западного и юго-восточного Большого Кавказа также тянутся вдоль простираения как палеозойской системы, так и раннего Крымско-Кавказского прогиба, частично накладываясь на него.

Другие же прогибы рассматриваемого типа не связаны своим расположением с более древними геосинклинальными системами. Это относится к Восточно-Карпатскому прогибу, а также к флишевому прогибу, вскрытому бурением в средней части Венгерской впадины (Kö-gössi, 1964). Последний вытянут в виде полосы, скрытой под неогеновыми отложениями впадины, протягиваясь вдоль нижнего течения р. Тиссы, а затем отгибается к востоку, приближаясь к Восточным Карпатам в районе Мармарошского массива. Он выполнен верхнемеловым палеогеновым флишем, достигающим значительной мощности. Так же не имеют видимой связи с палеозойскими структурами все флишевые прогибы южной и восточной Анатолии и Ирана, расположенные в области развития байкальского комплекса основания.

Последним пятым типом прогибов, который должен быть выделен в пределах рассматриваемой части Альпийской складчатой области, являются такие прогибы, которые могут быть названы офиолитовыми. Это совершенно своеобразные узкие зоны, вытянутые вдоль глубинных разломов (шовные), в которых распространены очень сильно перемятые и перетертые осадочные породы, в основном мелового возраста, они сопровождаются кремнистыми и туфогенными породами и многочисленными основными и ультраосновными интрузиями, а также глыбами более древних пород (известняков юры, кристаллических сланцев и др.). Характерна исключительно сильная перемятость всех пород, такая, что в отдельных участках прогибы заполнены, по существу, гигантской тектонической брекчией.

Сочетание основных, ультраосновных интрузий и кремнистых пород, впервые охарактеризованное А. Штейнманном (Steinmann, 1926) и получившее от него наименование офиолитового комплекса, наиболее ярко характеризует эти прогибы, они хорошо представлены вдоль Загроса и близ Анкары в Анатолии, где заполняющий их комплекс пород давно назван пестрой смесью (colored melange). Такие же прогибы известны в районе Наина и Кермана; наиболее значительный по грандиозному масштабу и протяженности офиолитовый прогиб вытянут вдоль южного склона Восточного Тавра¹.

¹ В 1967 г. во время экскурсии, организованной Иранской и Турецкой геологической службой, группа советских геологов (Ш. А. Азизбеков, А. Т. Асланян, А. А. Богданов, П. Д. Гамкрелидзе, Г. С. Дзоценидзе, М. В. Муратов, А. В. Пейве, В. Е. Хаин) имела возможность познакомиться со строением офиолитовых прогибов в районе Наина и в Тавре, близ медного месторождения Мадена. Краткая характеристика их была дана в совместном докладе А. А. Богданова, М. В. Муратова и В. Е. Хаина в Московском обществе испытателей природы в феврале 1968 г. и более подробно в докладах А. В. Пейве в Геологическом институте АН СССР.

На территории Малого Кавказа к офиолитовым прогибам относится и Севанский прогиб и, вероятно, узкая зона офиолитов Армении, вытянутая от долины Веда на юго-восток. Как видно, все они пока известны только в области развития байкальского основания.

ГЛАВНЕЙШИЕ ЭТАПЫ ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ СРЕДИЗЕМНОМОРСКОГО ПОЯСА

Приведенные данные о строении складчатых областей Средиземноморского пояса в пределах Европы и юго-западной Азии и их складчатого основания позволяют вкратце наметить основные периоды и этапы их истории развития. Всего здесь намечается три крупных, но неодинаковых по длительности тектонических периода развития. Их кратко можно назвать: байкальским, палеозойским (герцинским) и альпийским.

Первый из них является периодом формирования и становления комплекса байкальского основания пояса. В этом периоде, конечно, искусственно объединяются несколько отдельных самостоятельных периодов или циклов, которые мы еще не можем сейчас выделить, но которые, конечно, будут в дальнейшем обособлены. Пока лишь предположительно можно наметить ранне- и позднебайкальские периоды. Но конкретно выделить проявления их на площади рассматриваемого пояса пока невозможно.

Несомненно, байкальский тектонический период, который по времени охватывает около миллиарда лет, был очень сложным. До начала этого периода земная кора между Восточно-Европейской и Африканской платформами, т. е. на прострэнстве рассматриваемого пояса, обладала океаническим типом строения, может быть только с отдельными участками материкового типа. В процессе формирования байкальского основания происходило возникновение и становление гранитного слоя земной коры. Не исключено, что к концу байкальского тектонического периода вся или почти вся площадь земной коры рассматриваемого пояса приобрела уже материковое строение.

После образования байкальского комплекса основания начался его размыв и формирование покрывающего его осадочного чехла. В разных частях Средиземноморского пояса начало образования чехла происходило в разное время. В Иране, как видно, он начал образовываться с венда, на Мизийской плите с ордовика, в других местах с силура или еще позже. Чехол основания покрыл значительные площади.

Второй тектонический период — палеозойский (герцинский) начинается чаще всего с ордовика или силура и кончается в конце перми или начале триаса. На комплексе основания в это время продолжал формироваться осадочный чехол, но одновременно по многочисленным расщелиниям основания разломам возникла и стала развиваться система герцинских геосинклинальных прогибов. Они или закладывались прямо на байкальском основании или могли образовываться, увлекая породы чехла в прогибание и складчатость.

В палеозойском периоде можно выделить два этапа геосинклинального развития: главный, когда формировались геосинклинальные прогибы, и заключительный этап — молассовый или орогенный, когда образовались герциновые межгорные и краевые впадины.

Одновременно с развитием герцинских геосинклинальных систем на участках между ними продолжалось формирование эпибайкальского чехла.

Дальше наступает последний альпийский тектонический период развития, когда образовалась новая система геосинклинальных прогибов разных типов. Сначала образовывались ранние прогибы, возникшие в начале мезозоя. Они в основном унаследовали свое положение по отно-

шению к герцинским системам и были тесно связаны с ними. Это объясняется, вероятно, тем, что как герцинские, так и альпийские прогибы образовались вдоль систем одних и тех же групп разломов, поэтому такая тесная связь в развитии герцинских и альпийских систем может легко найти себе объяснение.

Во второй половине альпийского тектонического периода произошло образование многочисленных новых, поздних прогибов, в том числе, офиолитовых, возникших в виде швов вдоль глубинных разломов. В отличие от ранних прогибов их образование происходило как унаследованным путем, так и с наложением на байкальское основание. Многие поздние прогибы непосредственно наложены на байкальское основание, или иногда на чехол, покрывающий это основание.

В заключительном альпийском этапе происходило формирование межгорных впадин, которые в зависимости от своего положения могли образоваться: на байкальском основании и на его чехле, на герцинских системах и раннеальпийских прогибах. Все крупные межгорные впадины, такие как Венгерская, Куринская и другие, имеют гетерогенное основание.

Как видно, представления о структуре и истории развития Альпийской складчатой области в настоящее время существенно отличаются от тех, которые были тогда, когда составлялись тектонические карты Европы и Евразии.

Наиболее значительным является то, что мы должны учитывать теперь широкое развитие и огромное значение байкальского складчатого основания и его чехла.

Сейчас более ясна истинная роль герцинских складчатых систем в основании, причем выяснилась значительная унаследованность альпийских систем по отношению к герцинским. Именно из-за пространственной связи многих из них создавалось впечатление, что все или почти все складчатое основание Альпийской складчатой области Европы — герцинское.

Несомненно, образование геосинклинальных прогибов связано с системами и группами глубинных разломов. Многие из них оказывались, как правило, очень древними и играли важную роль как в палеозойском, так и альпийском тектоническом периодах и, вероятно, также и байкальском.

Отдельные геосинклинальные прогибы, сужаясь, выклиниваются по простиранию. На их продолжении в этих случаях оказывается один разлом или группа разломов. Это мы видим на многих примерах выклинивания прогибов: Восточно-Карпатского на юге, Аджаро-Триалетского на востоке и на западе, и многих других.

Все особенности тектонической структуры и история развития Альпийской геосинклинальной области, такие как данные о характере их складчатого основания, типах прогибов, связи их с разломами, времени формирования и замыкания прогибов, составе осадочных и магматических комплексов, их заполняющих, должны найти свое отражение при разработке и составлении новых тектонических карт.

Литература

- Арсовски М. Некои особености на тектонскиот склон на централниот дел на Пелагонскиот хорст-антиклинориум и неговит однос Вардарска зона. Тр. на Геол. завод на Н. Р. Македонија, св. 7, 1960.
- Бляху М., Димитреску Р. Краткий очерк геологии Западных Гор (Румыния) Сов. геология, № 5, 1959.
- Бончев Е. Геология на България. Ч. 1, София, 1955.
- Будай Т., Магел М., Матейка А., Кодым О., Машка М., Свобода И., Зоубек В. Тектоническое развитие Чехословакии. Изд-во иностр. лит., 1963.
- Вадас Э. Геология Венгрии (Перев. с венгерск.). Изд-во «Мир», 1964.
- Дмитриевич М. Д., Чирич Б. М. Тектоническое строение Сербо-Македонского массива. Геотектоника, № 5, 1966.

- Журавлев В. С., Раабен М. Е. Байкалды Европы и послерифейская история их развития. Докл. сов. геол. на XXIII сес. Междунар. геол. конгр. Проблема 3. Орогенические пояса. Изд-во «Наука», 1968.
- Илич М. Положение офиолитов в геотектоническом развитии Динарид. Акта геологика Академия Унгарика, т. II, 1967.
- Кастерас. Пиринеи. Тектоника Европы. Объяснительная записка к Междунар. Тектонической карте Европы. Изд-во «Наука», Изд-во «Недра», 1964.
- Кетин И. Тектонические структуры Анатолии. Геотектоника № 3, 1966.
- Кожухаров Д. Стратиграфическая корреляция докембрийских метаморфитов Центральных Родоп и Пелагонийского массива. Карп. Балк. геол. ассоц. VIII Конгресса, т. 1, Белград, 1967.
- Муратов М. В. Основные этапы развития Альпийской геосинклинальной области Южной Европы и Малой Азии, Изв. АН СССР, Сер. геол., № 2, 1962.
- Муратов М. В. Тектоническое расчленение территории СССР и основные черты строения складчатых поясов в его пределах. Изв. высш. учебн. завед., Геол. и разведка, № 10, 1967.
- Муратов М. В., Бондаренко Б. В., Плахотных Л. Г., Черняк Н. Ю. Строеие складчатого основания Равнинного Крыма. Геотектоника, № 4, 1968.
- Павловский Е. В. Стадии геосинклинального развития герцинских массивов Франции и Южной Германии. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 11, 1960.
- Стоянов Р. Претходни резултати од геологишките и петрографските истраживања на високометаморфните стени во централниот дел на Пелагонизскиот масив. Тр. на Геол. завод на Н. Р. Македонија, св. 7, 1960.
- Фюрон Р. Введение в геологию и гидрогеологию Турции. Перевод с франц. Изд-во иностр. лит., 1955.
- Хайн В. Е. Общая геотектоника. Изд-во «Недра», 1964.
- Чирич Б. М. Развитие Динарид в Альпийском цикле. Геотектоника, № 6, 1967.
- Шатский Н. С. О структурных связях платформ со складчатыми геосинклинальными областями. Изв. АН СССР, Сер. геол., № 5, 1947.
- Шатский Н. С. Геотектоническая закономерность распределения эндогенных рудных месторождений. Изв. высш. учебн. завед. Геология и разведка, № 11, 1960.
- Штеклин Д. Тектоника Ирана. Геотектоника, № 1, 1966.
- Штилле Г. Варисийское складчатое основание Центральной Европы на общеевропейском фоне структур фундамента. Избр. произведения. Изд-во «Мир», 1964.
- Шубер Г. А., Фор-Мюре А. Эпивариация платформа Северной Африки. Геология Европы. Объяснительная записка к Междунар. тектон. карте Европы. Изд-во «Наука». Изд-во «Недра», 1964.
- Эрентоз К. Краткий обзор геологии Анатолии. Геотектоника, № 2, 1967.
- Barbu C., Vasilescu E. Tectonique du saubassement prémésozoïque de la plateforme Moesique Ass. Géologique Carpatho-Balkanique VIII Kongres, Beograd, 1967, T. 1.
- Blumental M. Un aperçu de la géologie du Taurus dans les Vilayets de Nigde et d'Adana. MTA., Ankara, N 6, 1961.
- Dessila-Codarcea M. La division des massifs cristallophylliens préalpains des Carpathes Roumanies Rev. Roumaine Géol. Géophys. Geogr., Ser. Geologie, t. II, N 1, 1967.
- Dmitrievič M. D. The geological problems of the Serbo-Macedonian Massive. Carpatho-Balkan geol. Association VIII congress. Belgrade, 1967.
- Kober L. Der Bau der Erde. Berlin, 1928.
- Korössy L. Tectonics of the basin areas of Hungary. Acta geologica, t. VIII, N 1, Budapest, 1964.
- Pruvo P. Les mers et les terres de Bretagne aux temps paléozoïques. Annales Hébert et Hang. t. 7. Paris, 1949.
- Stöcklin J., Nabavi M., Ruttner A. New data of the Lower paleozoic and precambrian of North Iran. Geol. surv. Iran. Rep. N 1, 1964.
- Szentes F. Mouvement Mésozoïques de l'Écorce terrestre en Hongrie. Annales Inst. Geol. Hungurili. v. XLIX, N 3, 1958.
- Steinmann G. Die ophiolithischen zonen in den mediterranen Kettengebirge. C. R. XIV congress Intern. Géologique. Espagne., t. 2, Madrid, 1926.

УДК 551.243 (540+235.211)

Б. А. ПЕТРУШЕВСКИЙ

ИНДО-ПАМИРСКАЯ ГЛУБИННАЯ ЗОНА
И ЗАПАДНО-ДЕКАНСКОЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЕ

Дана характеристика глубинной Индо-Памирской зоны, протягивающейся в меридиональном направлении из Индийского океана через западную часть Индийской платформы до южного Памира. Освещены вопросы влияния движения в этой зоне на устройство участков, под которыми она проходит. Рассмотрены связи между Индо-Памирской зоной и сейсмичностью, в частности — с сильным землетрясением, происшедшим 10 декабря 1967 г. в западной части Деканской синеклизы; очаг его лежит в низах земной коры и верхах мантии. Автор считает, что в этом районе подобные землетрясения возможны и в будущем.

ВВОДНЫЕ ЗАМЕЧАНИЯ

Местные землетрясения на эпипротерозойских платформах, не захваченных в неоген-четвертичное время активизацией тектонических движений — явление достаточно редкое, для многих платформ — очень редкое. Особенно это относится к районам щитов. Исключение составляют зоны рифтов, характеризующиеся значительной сейсмичностью всюду, в том числе и на щитах (например, Восточно-Африканский рифт). Вне зон рифтов землетрясения на древних щитах являются слабыми, иногда достигая средней силы (магнитуда $5-6\frac{1}{2}$). Более сильные удары происходят чрезвычайно редко. В сводке Б. Гутенберга и Ч. Рихтера (Gutenberg & Richter, 1954) на всем земном шаре отмечено только два таких землетрясения, оба в пределах Канадского щита, с магнитудой 7 и 7,3.

В свете этих данных повышенное внимание привлекает к себе достаточно сильное (магнитуда до $6\frac{3}{4}$) Западно-Деканское землетрясение в Индии 10 декабря 1967 г. Его эпицентр располагается, правда, не на щите Индийской платформы, но всего в 100 км от его окраинного северо-западного выступа на побережье Аравийского моря и в 200 км от границы щита в несколько более восточном участке. На этой территории землетрясения, за двумя исключениями, до сих пор не отмечались. Гутенберг и Рихтер не указывают ни одного сейсмического толчка в Индии южнее 20° сев. широты, а в тексте подчеркивают, что южная Индия практически асейсмична. В средне-северной части Деканской синеклизы они определили один эпицентр (землетрясение 14 марта 1938 г., $21^\circ 30'$ с. ш., $75^\circ 45'$ в. д., магнитуда $6\frac{1}{4}$, глубина очага 50 км). В небольшой позднейшей сводке А. Н. Тандона (Tandon, 1961) магнитуда этого землетрясения оценена между $6\frac{1}{2}$ и 7, а глубина очага — в 40 км; сотрясения от него ощущались на площади в 400 тыс. кв. миль. В этой же сводке приведены данные по единственному зарегистрированному землетрясению южной Индии; оно произошло 1 апреля 1843 г. и сопровождалось разрушением построек; эпицентр его полагают находящимся недалеко от города Беллари (15° с. ш., 77° в. д. — средняя часть Индостанского щита Индийской платформы). На карте сейсмических зон Индии (West, 1937) рассматриваемая область отнесена к зоне «малой или нулевой» сейсмичности.

СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ О ЗАПАДНО-ДЕКАНСКОМ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИИ

Сейсмологические данные о Западно-Деканском землетрясении приведены недавно Н. В. Кондорской и Н. В. Шебалиным в нашей совместной статье (Петрушевский, Кондорская, Шебалин, 1968), так что здесь можно ограничиться краткими сведениями. Землетрясение произошло в ночь с 10 на 11 декабря 1967 г., в 22 ч. 51 мин. 22 сек. по Гринвичу. По данным инструментальных наблюдений, координаты эпицентра $17,6^\circ$ с. ш. и $73,9^\circ$ в. д. (рис. 1). С этим определением хорошо согласуются макросейсмические данные, по которым эпицентр находится вблизи г. Койна-Нагар ($17,3^\circ$ с. ш., $73,9^\circ$ в. д.), приблизительно в 250 км к юго-востоку от Бомбея. Магнитуда землетрясения определена в пределах от 6,3 до 6,9; в среднем ее надо принять равной $6^{3/4}$.

В г. Койна-Нагар разрушено 80% всех зданий, погибло около 100 человек; в других пунктах погибло 80 человек; общее число раненых — 500. Интенсивность в эпицентре следует оценивать не ниже 8 баллов. Заметные повреждения зданий наблюдались на большом протяжении, от Бомбея до Гоа, что позволяет отнести эту область к 6—7-балльной зоне; она располагается вдоль побережья Аравийского моря, имея форму овала размером 400×150 км, площадью около $50\,000$ км². Площадь, на которой ощущались сотрясения, охватывает всю западную часть Индостанского полуострова, измеряясь приблизительно $600\,000$ км².

Глубина очага, по данным инструментальных наблюдений многочисленных станций СССР, обработанным Н. В. Кондорской, составляет 64 ± 4 км. По макросейсмическим данным Н. В. Шебалин определяет эту глубину равной приблизительно 40 км, доказывая, что очаг имеет значительную протяженность и по горизонтали и по вертикали — соответственно 50 и 20 км. Даже если всех этих материалов недостаточно для совершенно точного определения глубины очага, чрезвычайно важно, что из расчетов Кондорской и Шебалина согласно вытекает общая ее оценка — очаговая зона землетрясения оказывается захватывающей как низы земной коры, так и верхи мантии. После главного землетрясения отмечено несколько довольно сильных афтершоков.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА ЗАПАДНО-ДЕКАНСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ

Деканская синеклиза, вблизи юго-западной окраины которой расположен эпицентр землетрясения 10 декабря, представляет собой обширную (более 600 км в поперечнике) структуру, выполненную траппами.

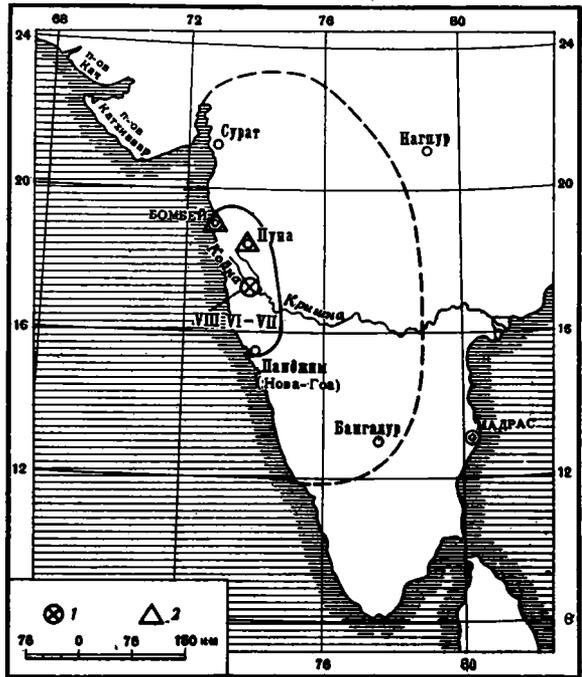


Рис. 1. Предварительная схема изосейст Западно-Деканского землетрясения. Составил Н. В. Шебалин

1—эпицентр; 2—сейсмические станции

Эти изверженные породы основного состава — долериты и базальты — в огромных количествах изливались в конце мезозоя и начале кайнозоя в наземных условиях, образовав многочисленные горизонтальные покровы, которые разделены пластами вулканических пеплов, туфов и осадочных континентальных пород. Залегают траппы очень полого. Их максимальную мощность М. С. Кришнан (1954) оценивает в районе Бомбея превышающей 2000 м; этот район, по-видимому, находится в наиболее глубокой части синеклизы. К востоку мощность траппов значительно сокращается, местами падая до нескольких десятков — первых сотен метров.

Расположенный к югу и юго-востоку от Деканской синеклизы Индостанский щит сложен породами дарварской системы, относящейся к древнейшим архейским образованиям. На тектонической карте Евразии (Яншин и др., 1966) эти породы обозначены как саамиды, возраст которых более 2200 млн. лет. Простираения складчатости дарварской системы северо-северо-западные, направленные под прямым углом к юго-западному краю Деканской синеклизы в данном районе. Несомненно, что здесь имеет место резко несогласное ее положение по отношению к структурам древнейшего плана.

Непосредственно вдоль западного побережья Индостанского полуострова, а также и несколько восточнее, в пределах суши, и несколько западнее, в прибрежной зоне Аравийского моря, на тектонических картах показаны разломы большей или меньшей протяженности. Установлены здесь и крупные флексуры.

Из сказанного вытекает, что для рассматриваемой, тектонически сложно устроенной области в некоторые отрезки времени была характерна повышенная подвижность, как в конце мезозоя — начале кайнозоя, когда по многочисленным трещинам изливались траппы. Однако на эти обстоятельства, ни, тем более, данные о поверхностных разломах или флексурах нельзя ставить в прямую связь с землетрясением 10 декабря 1967 г., очаг которого лежит на уровне подошвы земной коры и ниже. Достаточно очевидно, что все эти данные не позволяют высказывать обоснованных предположений о том, почему землетрясение произошло именно в западной части Деканской синеклизы.

Такие предположения становятся более возможными на основании анализа геотектонической обстановки обширной территории. Этот анализ, сделанный автором несколько лет назад независимо от материалов по сейсмичности (за исключением района Гиндукуша), позволил наметить крупную глубинную тектоническую зону меридионального направления, заложенную, вероятно, очень давно. Она протягивается из Индийского океана через западную часть Индийской платформы до южного Памира и, по-видимому, отвечает системе крупнейшего глубинного разлома. Автор предложил называть ее Индо-Памирской меридиональной тектонической глубинной зоной (Петрушевский, 1961).

Определение размеров подобных зон возможно, конечно, лишь приближенное. Для Индо-Памирской зоны следует говорить о выдержанном меридиональном направлении, при обычной ширине около 300—350 км (от 71 до 74° в. д.), хотя местами она, по-видимому, заметно расширяется, а местами — возможно, сужается.

Южное звено Индо-Памирской зоны составляет подводный вал Чагос, идущий на север из средней части Индийского океана (рис. 2). В качестве важного геотектонического элемента он впервые был указан В. В. Белоусовым (1960); на тектонической карте Евразии вал назван Чагос-Лаккадивской горстовой зоной; очень отчетлив он на физико-географической карте дна Индийского океана Б. Хейзена и М. Тарп (Heezen а. Тарп, 1964). Своим северным концом вал Чагос упирается в западную часть Индостанского полуострова в районе Деканской синеклизы.

О строении этого вала можно судить по данным Т. Френсиса и Г. Шора (Francis a. Shor, 1966). На севере, в районе между Лаккадивскими и Мальдивскими островами, под слоем воды (2 км) залегают так называемый «второй океанический слой»; скорости сейсмических волн в нем 3,85—5,00 км/сек, мощность 5 км. Далее лежит океанический слой мощностью 10 км. Таким образом, глубина залегания границы Мохоровичича достигает здесь 17 км (от поверхности воды); к югу она погружается до 20 км. Южнее, между Мальдивскими островами и о-вами Чагос, скорости во втором слое 6,13 км/сек., а в океаническом — 7,11. На о-вах Чагос выходят вулканические породы, характеризующиеся скоростями 3,01—4,76 км/сек (мощность слоя не указана); ниже — океанический слой.

Как известно, второй океанический слой обычно сложен плато-базальтами. В данном случае об этом можно говорить тем более уверенно, что базальты видны непосредственно — в выходах на о-вах Чагос.

Следовательно, в целом вал Чагос представляет собой зону значительного утолщения земной коры океанического типа; верхнюю треть разреза образуют плато-базальты, т. е. породы того же типа, что и в Деканской синеклизе, к западной части которой причленяется этот вал.

Уже довольно давно установлено, что участки сочленения крупных океанических и континентальных структур обычно характеризуются повышенной сложностью строения. В рассматриваемом примере картина кажется особенно ясной. К древней материковой платформе примыкает крупная океаническая структура, в своей верхней части сложенная породами, излившимися по глубоким расколам. В месте сочленения на материке развиты такие же (отнюдь не свойственные покрову древних платформ) изверженные породы. Это позволяет не со-

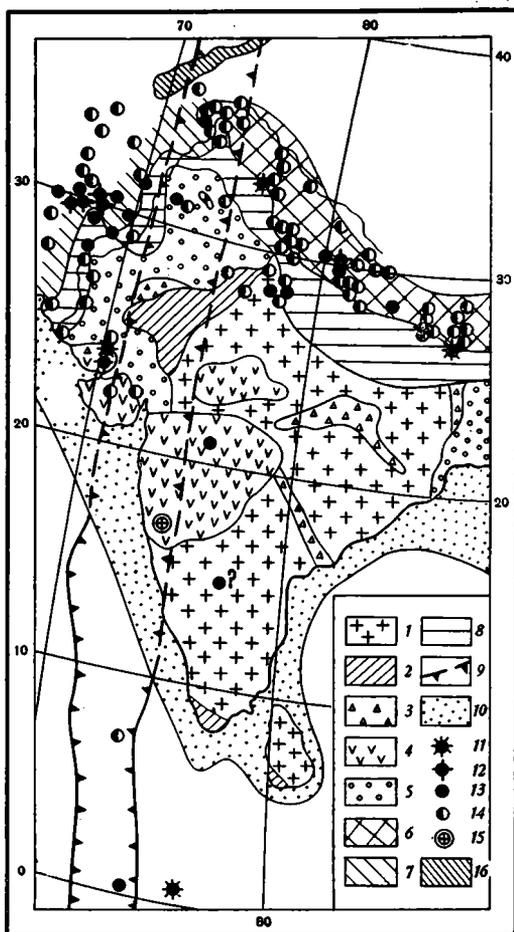


Рис. 2. Схема положения Индо-Памирской глубинной зоны в структуре Индостанского полуострова

Эпицентры землетрясений показаны по карте А. Н. Тандона (Tandon, 1961) для Индостанского полуострова и по сводке Б. Гутенберга и Ч. Рихтера (Gutenberg a. Richter, 1954) для вала Чагос

1—дорифейский фундамент, выходящий на поверхность или прикрытый мало мощными отложениями платформенного чехла; 2—байкальский складчатый комплекс, выходящий на поверхность; 3—зоны значительной мощности отложений платформенного чехла; 4—то же в районах развития мел-палеогеновых траппов; 5—зоны большой мощности отложений платформенного чехла (синеклизы); 6—горное сооружение Гималаев; 7—складчатая альпийская область Тетис; 8—предгорные прогибы; 9—границы Индо-Памирской глубинной зоны (в Индийском океане — вал Чагос); 10—прибрежные участки Индийского океана; 11—15—эпицентры землетрясений: 11—магнитуда, вероятно, более 7,5 (Качское землетрясение 1819 г.); 12—магнитуда 7—7,5; 13—магнитуда 6—7; 14—магнитуда менее 6; 15—эпицентр Западно-Деканского землетрясения 1967 г.; 16—полоса эпицентров глубоких Гиндукуш-Памирских землетрясений

мневаться в общем единстве причин, породивших те и другие — и в океане и на континенте. Очевидно, что с движениями на участке сочленения связано сравнительно недавнее сильное растрескивание земной коры Деканского района и массовые излияния основных лав. Чрезвычайно интересно в этом отношении, что с удалением от зоны сочленения к востоку, где движения должны были быть меньшими, мы видим заметно более слабые проявления вулканической деятельности — мощность траппов к востоку существенно уменьшается. Учитывая глубины возникновения трапповых магм, надо говорить о достаточно глубоких подкоровых движениях, обусловивших растрескивание коры.

Следовательно, для северной части вала налицо поздние проявления повышенной подвижности — излияния траппов происходили до середины палеогена. Есть, однако, свидетельства и о гораздо более поздних значительных движениях в этом районе. Горы Западные Гаты, служащие водоразделом Индостанского полуострова, проходят почти непосредственно по его западному побережью. Южнее 20° с. ш. реки, берущие начало даже очень близко от Аравийского моря, вынуждены прокладывать себе длинный путь на восток, через весь полуостров. Это говорит, что заметные поднятия в зоне выхода вала Чагос на континент продолжают и поныне.

На участке наибольшей подвижности, в западной части Деканской синеклизы, и произошел удар 10 декабря 1967 г. Мало, однако, того, что его эпицентр приурочен к району, относительно «подходящему» для возникновения землетрясения. Глубина очага оказывается сходной с глубиной тех тектонических процессов, которые наблюдались здесь недавно и определили главные особенности структуры района. Разумеется, об этом сходстве допустимо говорить лишь в общей форме, но вряд ли можно признавать случайным совпадением тот факт, что очаг Западно-Деканского землетрясения является подкоровым и находится как раз в том районе, где в конце мела — начале палеогена образовывались многочисленные подкоровые же (хотя и более глубокие) трещины, служившие путем выхода на поверхность трапповых лав.

В свете развиваемых соображений следует вспомнить об уже упомянутом землетрясении в Деканской синеклизе 14 марта 1938 г. Правда, по определениям его эпицентр располагается значительно восточнее предполагаемой восточной границы Индо-Памирской зоны, но нельзя совсем сбрасывать его со счетов — и по силе, и по глубине очага, и по площади сотрясения это землетрясение, расположенное в пределах той же Деканской синеклизы и недалеко от Индо-Памирской зоны, кажется достаточно похожим на Западно-Деканский удар.

Подтверждением того, что движения, вызвавшие Западно-Деканское землетрясение, связаны именно с южным звеном Индо-Памирской зоны, служат землетрясения в пределах вала Чагос (см. рис. 2). Три из них, по сводке Б. Гутенберга и Ч. Рихтера, находятся непосредственно на его площади; одно, довольно слабое (16 марта 1941 г., $7^{\circ}30'$ с. ш., 73° в. д., магнитуда около 5), другое — более сильное (24 апреля 1935 г., $0^{\circ}30'$ с. ш., $74^{\circ}15'$ в. д., магнитуда 6), третье — еще более сильное (11 мая 1912 г., 9° ю. ш., 72° в. д., магнитуда — 6,8). Еще одно, очень сильное землетрясение произошло к востоку от вала вблизи экватора (29 февраля 1944 г., $0^{\circ}30'$ с. ш., 76° в. д., магнитуда 7,2).

Таким образом, совокупность геологических и сейсмологических данных свидетельствует, что южное звено Индо-Памирской зоны сохраняет тектоническую подвижность. Движения в пределах этой глубинной зоны приводят к возникновению сильных землетрясений, в том числе на площади таких структур, где подобные явления наблюдаются крайне редко.

ИНДО-ПАМИРСКАЯ ГЛУБИННАЯ ЗОНА И ЕЕ СОВРЕМЕННЫЕ ДВИЖЕНИЯ

Для лучшего понимания особенностей развития южной части Индо-Памирской зоны целесообразно проведение сравнительного тектонического анализа по всей ее территории.

Пытаясь выяснить, в каких особенностях строения Индийской платформы за пределами Деканской синеклизы можно усматривать влияние Индо-Памирской зоны, прежде всего следует обратить внимание на общую асимметрию платформы. Она прекрасно видна и на тектонической схеме М. В. Муратова (1964) и на тектонической карте Евразии. В то время как в восточной и юго-восточной частях платформы развиты преимущественно докембрийские породы ее фундамента, на западе и северо-западе на обширных площадях распространены последокембрийские образования. Во-первых, это молодые, мел-палеогеновые траппы, выполняющие помимо Деканской и Виндийскую синеклизу, а также выходящие на п-овах Катхиавар и Кач. Во-вторых, это нормально осадочные отложения палеозойского, мезозойского и кайнозойского возраста, выполняющие крупные синеклизы платформы. Мощность их измеряется несколькими тысячами метров; ссылаясь на геофизические данные, Муратов указывает, что в Синдо-Пенджабской впадине (по его схеме; на тектонической карте Евразии — синеклиза Тар) мощность этих отложений достигает 6 или даже 9 км. Очевидно, что на платформенном этапе развития западная часть Индии характеризовалась глубокими и широко распространившимися прогибаниями, продолжавшимися и поныне, тогда как восточная часть была и остается в целом устойчиво приподнятой¹.

Далее, чрезвычайно интересно, что только на западе Индии — к северу от западной половины Деканской синеклизы — широко развит и наиболее молодой складчатый геосинклинальный комплекс — байкальский, отвечающий самым верхам докембрия — низам кембрия. Это свидетельствует, что в некоторых районах на западе Индии дольше всего существовали и геосинклинальные условия с характерной для них высокой подвижностью.

Таким образом, мы вправе говорить о повышенной подвижности западной части Индийской платформы, начиная с очень давнего времени. Это тем показательнее, что здесь широко развиты древнейшие породы докембрийского фундамента — дарварской системы, еще в глубоком архее испытывавшие складчатость и консолидацию. Если, несмотря на это, именно в данной области в позднейшее время подвижность оказалась повышенной, следует признать интенсивными процессы, обусловившие переработку жесткого архейского фундамента, возникновение ряда обширных синеклиз и массовые излияния траппов.

Трудно допустить, чтобы все эти в известной мере родственные явления не были так или иначе связаны между собой. А тогда наиболее естественно искать и общие для них причины. Поскольку порожденные этими причинами события сказались на обширной территории, несомненно, что речь должна идти о глубинных процессах. В таком случае весьма правдоподобно предположение, что эти процессы обусловлены развитием Индо-Памирской глубинной зоны, проходящей в меридиональном направлении под западной частью Индийской платформы. С ее влиянием кажется возможным связывать также общую меридиональную или субмеридиональную ориентировку и байкалит, и гораздо более поздних по времени формирования синеклиз платформенного этапа раз-

¹ В крайней северной части западной полосы опусканий (к северу от синеклизы Тар) на небольшой площади обнажаются породы рифейско-нижнепалеозойского платформенного чехла, свидетельствующие о поднятии фундамента в этом месте; по-видимому, оно имеет локальный характер.

вития, и гор Западные Гаты, и, наконец, изосейст Западно-Деканского землетрясения, вытянутых вдоль побережья Аравийского моря.

По имеющимся данным, сейсмичность Индо-Памирской зоны в средней и северной частях Индийской платформы очень мала. Однако положение существенно меняется, если с движениями в этой зоне связывать группу землетрясений п-овов Катхиавар и Кач, среди которых известны очень сильные — 16 июня 1819 г. на п-ове Кач (одно из сильнейших землетрясений Индии) и здесь же 21 июля 1956 г. с магнитудой 7.

В отношении геологической природы этих сейсмических явлений нет никакой ясности. Ч. Рихтер (1963) полагал, что дело в растрескивании краев стабильного массива Индостанского полуострова. Автору кажется более правдоподобной связь Катхиавар-Качских землетрясений с движениями по западной окраине Индо-Памирской зоны. На тектонической карте Евразии вал Чагос изображен значительно расширяющимся в своей северной части; если эта зона и дальше на севере остается такой же в ее пределы попадает часть эпицентров описываемой группы, а самые сильные землетрясения оказываются непосредственно граничащими с ней. Далее, уже упоминалось, что и на Катхиаваре и (в меньшей мере) на Каче развиты траппы. Нет оснований полагать их образование здесь существенно отличавшимся от того, что было в Декане, а там связь обусловивших вулканизм разломов с движениями Индо-Памирской зоны представляется весьма вероятной.

При взгляде на мелкомасштабную карту сейсмичности Индии А. Н. Тандона может создаться впечатление о наличии полосы эпицентров северо-западного направления, идущей от района Бомбея к Сулеймановым горам. При наложении эпицентров на тектоническую карту крупного масштаба (автор пользовался тектонической картой Евразии) от этого впечатления ничего не остается. Здесь существуют две группы эпицентров, разделенные пустым промежутком: одна, только что охарактеризованная — Качско-Катхиаварская (меньшая), и другая — Сулеймановых гор (большая). Эпицентры этой второй группы строго следуют причудливым изгибам цепей Сулеймановых гор и их передового прогиба.

Двинемся дальше на север. На меридиане вала Чагос, западной части Деканской синеклизы и северного окончания синеклизы Тар находится знаменитый Джеламский клин Индийской платформы — наиболее северный ее выступ в современной структуре (см. рис. 2). Породы фундамента не выходят здесь на поверхность, будучи прикрыты мощной толщей осадочных отложений платформенного чехла. Следовательно, этот участок, как и более южные районы западных областей платформы, испытывал в последокембрийское время значительные прогибания.

Острие Джеламского клина направлено к не менее знаменитому синтаксису Гималаев, где горные цепи, непрерывно протягивающиеся сюда с запада и востока на многие сотни километров, оказываются как бы разорванными и отброшенными к западу и востоку. Именно с приближением к этому району Главный Гималайский хребет начинает заметно отклоняться к северо-северо-западу; западнее же Джеламского клина горы образуют сложную, причудливой формы дугу типа сигмоиды (хр. Киртар, Сулеймановы горы). Важное структурное значение синтаксиса необыкновенно отчетливо видно на геологической карте Гималаев А. Гансера (1967) (рис. 3). В районе синтаксиса простираются структуры все круче отгибаются к северу; затем они становятся меридиональными, а еще севернее — северо-северо-восточными и с этими направлениями, через участок массива Нанга-Парбат, продолжают до Гилгита, где происходит их торцовое сочленение с субширотными дугами южного Каракорума. Сложность строения этого участка подчеркивается многочисленными разломами и надвигами, ориентированными согласно с общими простирающимися синтаксиса. Таким образом, в этом районе имеет мес-

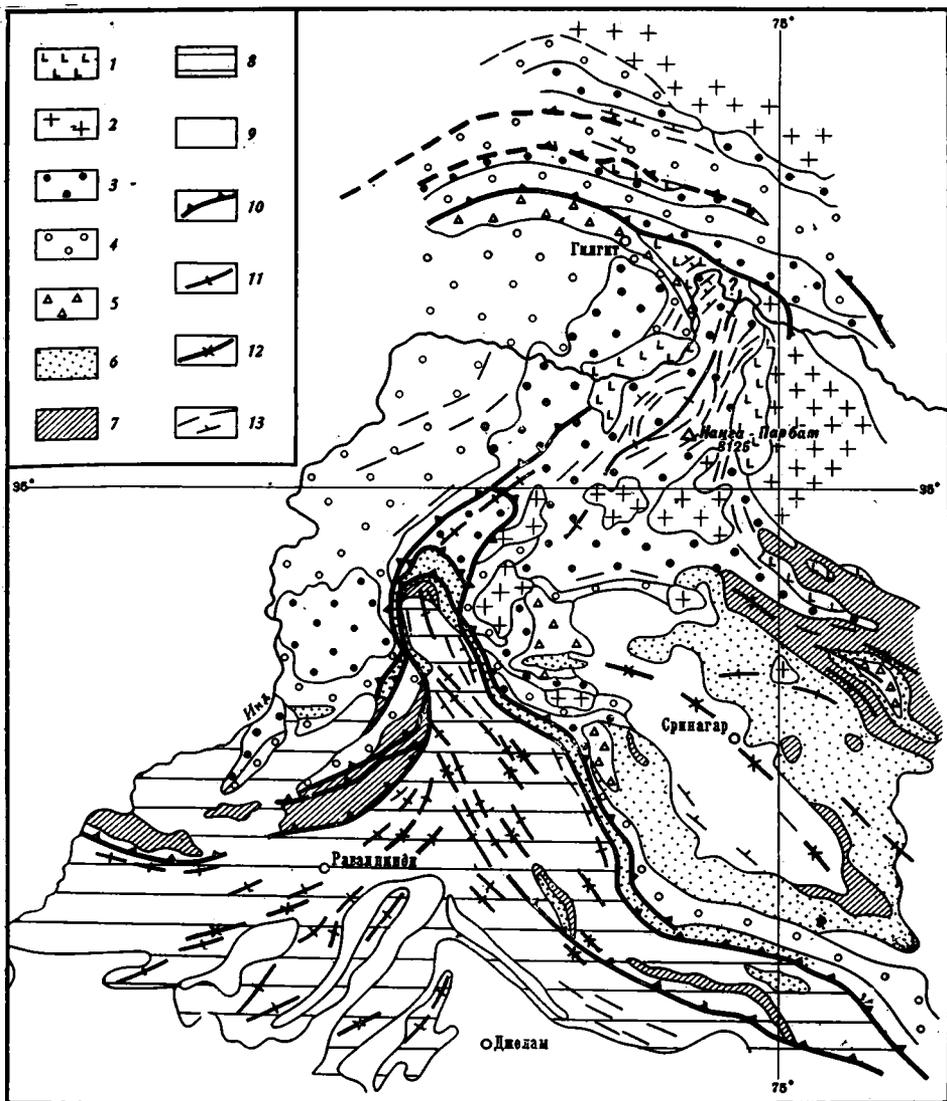


Рис. 3. Геологическая карта района синтаксиса Гималаев, по А. Гансеру (1967 г.) (упрощено)

1— основные и ультраосновные породы; 2— граниты и гранодиориты; 3—4— докембрий; 3— гнейсы Дарджилинг; 4— метаморфические породы Салкхала, Джутог и др.; 5— поздний докембрий— нижний палеозой (породы Атток, Догра, Далинг и др.); 6— карбон-пермь; 7— мезозой и эоцен; 8— олигоцен, миоцен, нижний плейстоцен (свиты марри, средний и нижний сивалик); 9— верхний плейстоцен-плейстоцен; 10— надвиги; 11— антиклинали; 12— синклинали; 13— линии простираний (иногда показаны направления падений)

то проникновение меридиональных и северо-северо-восточных структур поперек через все Гималаи. Ничего на это похожего нет на остальной их территории.

Многие геологи стремились (а некоторые делают это и сейчас) объяснить указанные особенности горизонтальными перемещениями Индийской платформы на север, с пододвиганием ее под альпийскую геосинклиналь Гималаев. Такая точка зрения и раньше встречала серьезные возражения, а теперь, в свете современных представлений о геотектонической принадлежности Гималаев, должна быть совсем оставлена. После работ А. Гансера (1965, 1967) и литературных обобщений Д. П. Рез-

вого (1961, 1964) стало очевидным, что Гималаи в последокембрийское время на большей части своей площади входили в состав окраинной зоны Индийской эпипротерозойской платформы¹. Эта зона ныне переработана и превращена в высочайшее на земном шаре горное сооружение. Начались здесь поднятия в неогене, но максимума достигли в четвертичный период.

Учитывая сказанное, Джеламский клин следует рассматривать как один из участков северной окраины платформы, не вовлеченной в новейшие поднятия. Причины подобной устойчивости, особенно контрастной на фоне грандиозных воздыманий соседних районов Гималаев, широким полукольцом охватывающих данный участок, надо искать в глубинных явлениях. Джеламский клин находится на продолжении устанавливаемой южнее по ряду признаков глубинной Индо-Памирской зоны. Мы высказали предположение, что образование обширных впадин общего меридионального направления в западной части Индийской платформы было обусловлено движениями в пределах этой зоны. Джеламский участок представляет собой крайнюю северную оконечность данной полосы длительных устойчивых опусканий. Благодаря своему географическому положению он производит впечатление выдвинутого далеко на север клина, хотя в действительности никуда не передвигался. В доолигоценное время, когда горного сооружения Гималаев еще не существовало, ему просто некуда было перемещаться — часть платформы не могла пододвигаться под другую часть той же платформы. Против горизонтальных перемещений в новейшее время говорит ряд данных, на которых удобнее остановиться при характеристике синтаксиса.

Предлагаемое объяснение природы Джеламского клина — связью с опусканиями в Индо-Памирской зоне — кажется справедливым и в отношении южной части синтаксиса, где на площади шипообразного (острие к северо-северо-западу) участка развиты палеогеновые и неогеновые отложения; с запада и востока их обрамляют различные более древние породы, чем подчеркивается его общее синклинальное строение. Новейшие поднятия проявились здесь относительно довольно слабо, вследствие чего этот участок прогибаний и орографически несколько понижен по сравнению с прилежащими к нему.

Геологическая карта района синтаксиса А. Гансера (см. рис. 3)², если смотреть ее бегло, может породить впечатление о серии покровов — Гансер изображает здесь многочисленные надвиги, со всех северных румбов направленные к синтаксису. Однако внимательное рассмотрение убеждает, что надвиги эти, скорее всего, представляют собой крутые разломы, которые — что очень важно — строго подчинены общей складчатой структуре района. В этом отношении показательны два «надвига» по восточной стороне синтаксиса, идущие параллельно на близком расстоянии друг от друга; между ними заключена узкая полоса пород пермо-карбона. Показательно подковообразное строение вершины южной части синтаксиса, с параллельностью друг другу линий двух «надвигов», полос пород пермо-карбона и эоцена и простирающихся в канозойских толщах. Очень интересно спокойное чередование антиклиналей и синклиналей в кайнозойской части синтаксиса, широким веером расходящихся из его вершины к юго-западу и юго-востоку. Не менее интересно, что близко к востоку лежит не смещавшаяся Кашмирская впадина.

Все сказанное свидетельствует, что причины сложности строения синтаксиса надо искать не в горизонтальных движениях, а в чем-то ином. Для понимания этих причин весьма существенны данные об устройстве

¹ Вспомним слова Гансера: «Выдающимся является открытие, что только небольшая часть Гималаев образовалась из геосинклинали, а в основном горное сооружение возникло из активизированной области Индийского щита» (1965, стр. 67).

² При воспроизведении эту карту пришлось несколько упростить, опустив некоторые детали. Общего структурного рисунка эти упрощения не затронули.

более северных участков синтаксиса, где развиты только докембрийские породы (гнейсы Дарджилинг¹ и выходящие по окраинам области их распространения более молодые докембрийские толщи). Поднятия здесь весьма велики (именно тут находится самая высокая вершина западных Гималаев — Нанга-Парбат), но и на этой территории совершенно отчетливы поперечные Гималаям простирации. С выдержанными северо-северо-восточными простирациями гнейсы Дарджилинг под прямым углом впритык подходят к субширотной дуге Каракорума.

В этих условиях даже с натяжкой невозможно говорить о горизонтальных перемещениях, что косвенно признает и Гансер. Вот что он пишет: «... пояс метаморфических пород, представляющий собой прямое продолжение западногималайского синтаксиса, упирается в вытянутый на запад-северо-запад хребет Каракорум; будучи отделенным от последнего офиолитовым поясом Индского сутурного шва, он является одной из наиболее загадочных структур Гималаев» (1967, стр. 97). Действительно, с позиции горизонтальных перемещений, на которых стоит Гансер, вряд ли возможно объяснить, откуда появились меридиональные и субмеридиональные структуры синтаксиса, единственного подобного аномального участка в Гималаях, пересекающие поперек все это горное сооружение. Напомним, что при этом в южной части синтаксиса наблюдается подчинение «надвигов» складчатой структуре района.

Положение резко меняется, если признать, что перед нами следствия вертикальных движений, обусловленных глубинными причинами. Общее согласие простираций структур синтаксиса с направлением Индо-Памирской зоны, северное продолжение которой приходится как раз на данный район, делает вероятным, что движения по этой зоне вызвали самое возникновение синтаксиса. Индо-Памирская глубинная зона как бы просвечивает здесь через более молодое сооружение Гималаев.

Показательно, что к району синтаксиса, хотя и на несколько более широкой площади, приурочена довольно компактная группа из 8—9 эпицентров землетрясений средней силы, резко выделяющая этим данный район от непосредственно соседних участков Гималаев, практически лишённых эпицентров (см. рис. 2); протяженность каждого из этих пустых промежутков, западного и юго-восточного, весьма значительна, достигая 250 км. В ближайшем к юго-востоку участке концентрации землетрясений (где в 1905 г. произошел один из сильнейших подземных ударов мира — Кангра, магнитуда 8) зарегистрировано меньше эпицентров и с большим их разбросом. Не менее того показательна геоморфологически выраженная большая интенсивность новейших поднятий описываемого участка. На протяжении отрезка в 1100 км к западу от г. Дхаулагири в Гималаях нет ни одного пика, превышающего 8000 м; Нанга-Парбат является единственным таким пиком (8126 м). Массив Нанга-Парбата продолжает подниматься и сейчас, о чем свидетельствует огромная резкая излучина к северу долины Инда, образованная как раз на северном продолжении этого массива. Пройдя его, Инд под прямым углом поворачивает на юг.

Таким образом, сейсмологические и геоморфологические данные уверенно позволяют говорить о более интенсивных современных движениях на площади средней и северной частей синтаксиса, чем в непосредственно соседних участках. Представляется, что мы имеем достаточно оснований связывать эти явления с глубинной Индо-Памирской зоной.

Еще севернее, в центральной части Гиндукуш-Памиро-Каракорумской дуги, на протяжении, примерно, 600 км (от 68° до 74° в. д.) разви-

¹ На геологической карте Гималаев в книге А. Гансера породы, слагающие массив Нанга-Парбат, обозначены как древнейшие докембрийские образования — гнейсы Дарджилинг. Однако в тексте, рассматривая строение Нанга-Парбата, Гансер говорит о более молодых докембрийских толщах — гнейсах Салххала. Чем вызвана эта невязка — я не знаю.

ты докембрийские структуры; ширина их полосы колеблется от нескольких десятков до 100—200 км. Своими размерами этот район докембрийских пород в альпийской складчатой области резко отличается от большинства других альпийских, а также от многих палеозойских складчатых областей. Можно думать, что величина описываемого выхода докембрия обусловлена пересечением Гиндукуш-Памирской дуги с Индо-Памирской зоной — здесь наблюдается общее воздымание складчатой

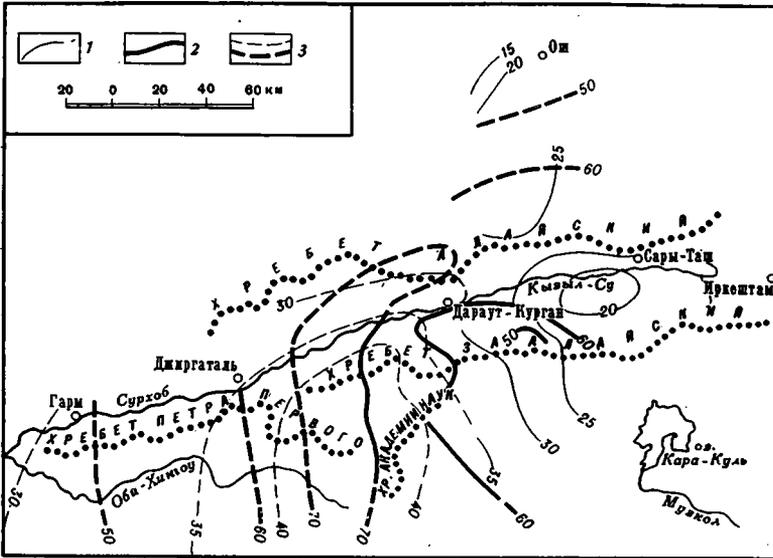


Рис. 4. Схема строения земной коры Памиро-Алайской зоны, по И. П. Косминской, Г. Г. Михота и Ю. В. Тулиной (1958) (упрощено)

1— изолинии глубин поверхности базальтового слоя, по данным ГСЗ; 2— изолинии глубин поверхности подкорового слоя, по данным ГСЗ; 3— участки экстропалиции, на основании данных землетрясений и гравиметрии

области, видны высоко приподнятые глубокие ее части. В связи с этим пересечением, вероятно, следует ставить и многочисленность гранитоидных интрузий данного участка, — известно, что при подобных соотношениях разноэтажных структурных элементов земная кора часто оказывается сильно раздробленной и поэтому повышенно проницаемой для магматических внедрений. Напряженная интрузивная деятельность проявлялась в Гиндукуше и на юге-западном Памире многократно — вплоть до конца мезозоя, а может быть, даже и в кайнозойе, приводя обычно к интенсивному метаморфизму и гнейсификации осадочных отложений. По значительности молодых метаморфических процессов описываемый район заметно отличается от более западных частей альпийской складчатой области Азии.

Все это, наряду со сложностью дислокаций Гиндукуш-Памирского участка, свидетельствует о резко повышенной его тектонической подвижности в течение длительного геологического времени.

Напомним геофизические данные о наличии здесь крупных глубинных меридиональных структур. Как известно, при переходе от южного Тянь-Шаня к северному Памиру происходит изменение ориентировки изолиний, отвечающих рельефу поверхности базальтового и подкорового слоев. По исследованиям И. П. Косминской, Г. Г. Михота и Ю. В. Тулиной (1958), в Алайском хребте и севернее эти изолинии имеют субширотное направление, в общем согласное с простираем главных складчатых структур; в Заалайском же хребте и на северном Памире (южнее исследования не проводились) изолинии ориентированы меридионально или субмеридионально, намечая крупную, уходящую на юг, зону значительного утолщения земной коры (рис. 4). Ощеизвестны дан-

ные о меридиональных и субмеридиональных направлениях изолиний гравитационного поля на Памире, что резко отличает его от Тянь-Шаня, где изоаномалы ориентированы широтно.

Вполне очевидно, что и те и другие данные, при их согласии между собой и согласном же отличии от того, что наблюдается в Тянь-Шане, в соединении с данными о крупнейших отрицательных аномалиях силы тяжести на Памире, говорят о значительных особенностях глубинного его строения. Меридиональная ориентировка изоаномал и изолиний границ раздела в земной коре этого района вряд ли может быть истолкована иначе, чем как свидетельство об аналогичной ориентировке здесь глубинных структур.

Исключительно важно наличие глубокофокусных землетрясений (с очагами до глубин 200—220 км), эпицентры которых образуют плотную субширотную полосу, в общем совпадающую с площадью развития докембрийских пород. Присутствием этих землетрясений район Памира — Гиндукуша резко выделяется на территории всей континентальной Азии. Даже взятые сами по себе, вне связи с тектоническими и геофизическими особенностями, глубокие землетрясения служат убедительнейшим признаком принципиального отличия глубинного строения этой области и характера ее современных движений на больших глубинах. Привлечение на помощь Индо-Памирской глубинной зоны облегчает понимание причин возникновения землетрясений именно на данном участке, где предполагается пересечение крупных геотектонических элементов разных простирий. По-видимому, землетрясения обусловлены движениями по системе глубоких субширотных разломов, возникших в месте пересечения. Показательно, что к востоку и западу от Индо-Памирской зоны полоса эпицентров глубоких землетрясений быстро затухает.

ИНДО-ПАМИРСКАЯ ГЛУБИННАЯ ЗОНА И ЗАПАДНО-ДЕКАНСКИЙ СЕЙСМИЧЕСКИЙ УЧАСТОК

Таким образом, Индо-Памирская меридиональная глубинная зона может быть — местами лучше, местами хуже — прослежена на протяжении 4000—4500 км, от экватора до южного Памира (ее доказанное продолжение южнее экватора и возможное продолжение до зоны каледониц Центрального Казахстана здесь не рассматриваются). Несомненно, что перед нами один из крупных геотектонических элементов земного шара; хотя время его заложения можно пытаться определять лишь косвенным путем, однако для ряда участков этой зоны оно намечается очень древним, еще докембрийским.

Глубинные движения в пределах Индо-Памирской зоны по-разному сказывались на разных ее отрезках. Это позволяет думать об известной разнородности ее строения или, во всяком случае, об отличиях развития составляющих ее крупных участков. Подтверждением сказанного служат разный характер и разная степень современной подвижности в разных районах. Наиболее она повышена (в условиях общих воздыманий) на севере, в Гиндукуш-Памирском участке, где мы вправе предполагать и очень большую сложность глубинных процессов. Меньшая, хотя значительная подвижность характеризует участок синтаксиса, этот аномальный район Гималаев; здесь происходят и поднятия и относительные опускания. Еще меньшее, но все же заметное повышение подвижности наблюдается, по сейсмическим и геоморфологическим данным, в Западно-Деканском — Чагоском участке. На территории Индийской платформы, отделяющей его от синтаксиса, о величине современных движений судить трудно, поскольку на этой площади развиты обширные равнины. Вероятно, прогибания, бывшие для нее характерными в прошлом, продолжают и сейчас; местами они могут быть весьма зна-

чительными, но очевидно, что они не дифференцированы, как о том свидетельствует очень слабая сейсмичность.

Относительно причин разного проявления современных глубинных процессов в пределах единой тектонической зоны можно высказывать только предположения. Все три участка повышенной подвижности (Гиндукуш-Памирский, Западно-Деканский — Чагоский и синтаксис Гималаев) приурочены к районам особо сложного тектонического устройства. На двух из них происходят подкорковые движения. На третьем — в районе синтаксиса Гималаев — они пока не установлены, но вполне вероятны, поскольку здесь несомненно разноэтажные процессы. Новые для этой области и недавние по времени глубинные процессы вызвали переработку древних платформенных структур и возникновение горного сооружения Гималаев. В пределах Индо-Памирской зоны продолжались издавна присущие ей опускания (на юге синтаксиса) и начались поднятия (на севере). Судя по тому, что меридиональные структуры синтаксиса пересекают Гималаи, как бы просвечивая через них, более глубокими надлежит считать процессы, обусловившие образование синтаксиса. К сожалению, нет данных о глубинах очагов землетрясений этого района; учитывая сказанное выше, можно думать, что некоторые из них являются достаточно глубокими, может быть подкорковыми.

Для Гиндукуш-Памирского участка, как было показано, характерна резко выраженная индивидуальность и глубинного, и соответственно поверхностного строения. Мы уже говорили и повторяем сейчас, что это следует ставить в связь с пересечением здесь двух крупнейших разноэтажных геотектонических элементов.

На крайнем юге Индо-Памирская зона уходит из-под материка под Индийский океан. Вероятно, на прилегающей к Индостанскому полуострову части океан возник сравнительно недавно, за счет обрушения краев материка. Хотя это были те же докембрийские сооружения, которые слагают полуостров, не может возникнуть сомнения в том, что глубинные процессы, вызвавшие обрушение, базификацию коры и формирование глубоководного океана, принципиально отличались от происходивших (и продолжающих происходить) на материке. Следовательно, особенности развития рассматриваемого участка можно связывать с изменением общего характера глубинных процессов при переходе от материковых к океаническим структурам. Как и на севере, но вызванная иными причинами, здесь налицо ярко выраженная индивидуальность глубинного строения.

Подкорковые движения северного и южного участков Индо-Памирской зоны существенно различаются и по глубине и по интенсивности. На севере, в Гиндукуше и на Памире — это глубины до 220—250 км, тогда как на юге, в Декане — только 50—60 км. Конечно, по нескольким землетрясениям невозможно судить о максимальной глубине движений южного участка, но совершенно ясна гораздо большая активность движений на севере. За последнюю четверть века в Гиндукуше произошло не меньше двадцати сильных глубоких землетрясений, на юге же всего два или три землетрясения средней силы, причем лишь в отношении одного из них (1967 г.) установлено, что очаг его находится ниже земной коры.

Резко отличной является и энергетика глубинных процессов Гиндукуша, о чем мне любезно сообщил Н. В. Шебалин, которому и принадлежат высказываемые ниже соображения. «Возможность сравнения Гиндукушских землетрясений с глубокими землетрясениями других областей позволяет уверенно говорить о высокой степени специфичности глубинных явлений Гиндукуш-Памирского участка. Заключается это в аномально высокой (для зоны глубоких землетрясений) активности: если для зон глубоких землетрясений удельная сейсмическая мощность (т. е. суммарная энергия землетрясений, отнесенная к активному объему зо-

ны и к единице времени) не превышает $5 \text{ эрг/см}^3 \cdot \text{год}$ и составляет в среднем $2 \text{ эрг/см}^3 \cdot \text{год}$, то для Гиндукуша соответствующая оценка равна $24 \text{ эрг/см}^3 \cdot \text{год}$. Это делает данную глубинную зону в отношении интенсивности выделения сейсмической энергии подобной лишь наиболее активным участкам неглубокой сейсмической деятельности (из зон глубоких землетрясений с Гиндукушем сходна в этом смысле только зона глубоких Карпатских землетрясений, где удельная сейсмическая мощность равна $16 \text{ эрг/см}^3 \cdot \text{год}$)».

В Западно-Деканском участке известно всего одно довольно глубокое землетрясение. Однако анализ геотектонической обстановки как этого участка, так и всей Индо-Памирской зоны в целом, в соединении с данными по сейсмичности, не позволяет рассматривать это единственное землетрясение в качестве случайного эпизода. Изложенные выше соображения о строении и сейсмогеологии Индо-Памирской зоны заставляют считать закономерными для западного Декана хотя и редкие, но достаточно сильные подземные удары с очагами в низах земной коры или верхах мантии¹.

В западном Декане мы видим более высокий глубинный этаж, чем в Гиндукуше, характеризующийся несравненно меньшей интенсивностью движений. Чем может объясняться эта меньшая активность? Думается, что дело здесь в следующем. Последняя значительная структурная перестройка Западно-Деканского района имела место в конце мезозоя — начале кайнозоя, когда произошло формирование Деканской синеклизы, растрескивание коры, излияния траппов. Возможно, что эти процессы были в какой-то мере связаны с наступлением Индийского океана на Индостанский полуостров и обрушением его краевых частей; во всяком случае, кажется вероятным, что во времени те и другие события не были очень оторваны друг от друга². Так или иначе, но когда перестройка структурного плана была закончена, вновь созданные структуры начали развиваться уже в более спокойной тектонической обстановке. Это говорит о том, что активность глубинных процессов, вызвавших перестройку, резко ослабела. Землетрясения с очагами в низах коры или верхах мантии, изредка еще происходящие здесь сейчас, представляют собой остаточные явления тех особенностей развития, которые сравнительно недавно были интенсивными и наблюдались на больших глубинах (образование трапповых магм).

Совершенно иная картина на севере, в Гиндукуш-Памирском участке. Здесь взаимодействие двух крупных пересекающихся разноэтажных элементов — широтной альпийской геосинклинали Тетис и меридиональной Индо-Памирской глубинной зоны — продолжалось очень долго, в течение многих геологических периодов, о чем вполне определенно говорят особенности геологической истории данного района. Сохранилось это взаимодействие и позднее, когда из геосинклинали образовалась молодая складчатая область, вплоть до наших дней, — об этом наглядно свидетельствуют глубокие землетрясения. Глубинные процессы Гиндукуш-Памирского участка отнюдь не исчерпали своей активности, подобно тому, как это в значительной мере произошло в западном Декане.

К сожалению, на настоящей стадии изученности ничего нельзя сказать относительно того, почему в других районах пересечения Индо-Памирской зоной широтных геосинклиналей (той же альпийской в более северных участках Памира, палеозойских в Тянь-Шане) мы не видим особенностей, подобных известным в Гиндукуше и южном Памире.

¹ Возможно, что таким, помимо землетрясения 10 декабря 1967 г., было и землетрясение 14 марта 1938 г. в средне-северной части Деканской синеклизы.

² Напомним, что разрез осадочной толщи на дне Индийского океана в этом районе начинается с меловых отложений.

КРАТКОЕ ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Настоящая статья написана в связи с сильным землетрясением, происшедшим на территории, которую все ученые согласно рассматривали как асейсмичную. Для того чтобы лучше понять геологическую природу этого землетрясения и решить, являлось ли оно случайным эпизодом или же его надо расценивать в качестве закономерного проявления глубинных движений описываемого района, пришлось обратиться к анализу строения обширной территории. При этом, используя новые материалы и новые соображения, автор смог предложить более полную характеристику намеченной им ранее глубинной Индо-Памирской зоны; вероятно, эти данные окажутся полезными при рассмотрении других подобных зон и общем анализе их развития. Несомненно, что некоторые из этих данных имеют общетеоретический интерес, например, об очень большой длительности существования Индо-Памирской зоны,— мы видели, что ее влияние на развитие ряда участков ощущалось уже в начале палеозоя или даже в конце докембрия. Поскольку Индо-Памирская зона представляет собой геотектонический элемент, захватывающий и океанический и материковый сегменты Земли, подобные данные служат надежным свидетельством против гипотезы о крупных горизонтальных перемещениях. Особенно интересно, что относятся они к Индостанскому полуострову, т. е. именно к той области, для которой мобилисты считают едва ли не окончательно установленным ее очень далекий дрейф, происходивший якобы в сравнительно недавнее время.

Проделанный анализ ограничен рассмотрением только собственно Индо-Памирской зоны. Поэтому в статье совершенно не затронут ряд важных вопросов геологии более обширных областей, хотя к этим вопросам Индо-Памирская зона может иметь то или иное касательство.

Одним из важнейших выводов работы служит признание того обстоятельства, что в западной части Индостанского полуострова, под которой проходит Индо-Памирская зона, возможны достаточно сильные местные землетрясения. Происходят они, вероятно, редко, так как иначе сведения о самых сильных из них перешли бы из исторических хроник в хроники сейсмологические. Но не считаться с такими землетрясениями невозможно, поскольку в угрожаемую зону попадает большое количество городов, и между ними Бомбей с его многомиллионным населением. При строительстве Бомбея антисейсмические мероприятия, скорее всего, не учитывались; а произошли землетрясение 10 декабря 1967 г. всего на 200—250 км северо-западнее, рядом с Бомбеем, оно явилось бы одной из тяжелейших мировых катастроф. Индийским сейсмологам и геологам необходимо обратить самое серьезное внимание на этот вопрос.

Литература

- Белоусов В. В. Развитие земного шара и тектогенез. Сов. геология, № 7, 1960.
Гансер А. Геологическая и тектоническая история Гималаев. Сов. геология, № 10, 1966.
Гансер А. Геология Гималаев. Перевод с англ., Изд-во «Мир», 1967.
Косминская И. П., Михота Г. Г., Тулина Ю. В. Строение земной коры в Памиро-Алайской зоне по данным глубинного сейсмического зондирования. Изв. АН СССР. Сер. геофиз., № 10, 1958.
Кришнан М. С. Геология Индии и Бирмы. Перевод с англ., Изд-во иностр. лит., 1954.
Муратов М. В. Тектоника Индийской платформы и сравнение ее развития с Восточно-Европейской. Изв. АН СССР, Сер. геол., № 10, 1964.
Петрушевский Б. А. Некоторые особенности тектоники Памира. Бюл. Московск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., № 4, 1961.
Петрушевский Б. А., Кондорская Н. В., Шебакин Н. В. Западно-Деканское землетрясение в Индии 10 декабря 1967 г. Изв. АН СССР. Сер. физики Земли, № 11, 1968.
Резвой Д. П. Некоторые соображения о геологическом развитии гималайской части Тетиса. Геол. сб. Львов. геол. о-ва, № 7—8, 1961.

- Резвой Д. П. Тектоника Гималаев (развитие представлений и современное состояние проблемы). В сб. «Складчатые области Евразии», Изд-во «Наука», 1964.
- Рихтер Ч. Ф. Элементарная сейсмология. Перевод с англ. Изд-во иностр. лит., 1963.
- Яншин А. Л. и др. (редакт.). Тектоническая карта Евразии, масштаб 1:5 000 000. Геолог. ин-т АН СССР и ГУГК, 1966.
- Francis T. Y. G. a. Shor G. G. Seismic refraction measurements in the North-West Indian Ocean. J. Geophys. Res., v. 71, No. 2, 1966.
- Gutenberg B. a. Richter C. F. Seismicity of the Earth and associated phenomena. N. Y., 1954.
- Heezen B. C. a. Tarp M. Physiographic diagram of the Indian ocean. Lamont Geol. observat., Departm. of Geol. Columbia Univer., 1964.
- Tandon A. N. Seismology in India. Report of the UNESCO Seminar. India Meteorol. Departm., N. Delhi, 1961.
- West W. D. Earthquakes in India. Proc. Ind. Sci. Congr., 24th sess., Hyderabad, 1937.

Институт физики Земли
АН СССР

Статья поступила
1 марта 1968 г.

УДК 551.242

В. Н. ШОЛПО

КОЛИЧЕСТВЕННЫЕ КРИТЕРИИ ОЦЕНКИ РЕЖИМА ВЕРТИКАЛЬНЫХ ДВИЖЕНИЙ

• Предлагается методика анализа режима вертикальных движений, дополняющая метод фаций и мощностей. Карты мощностей в изопактах пересчитываются с использованием данных абсолютной геохронологии в карты скоростей осадконакопления или прогибания. Затем измеряются площади, занятые различными интервалами скоростей, и абсолютные значения площадей выражаются в процентах к общей площади исследуемой территории. Полученные значения площадей в процентах позволяют построить графики распределения площади по скоростям для разных отрезков времени. Характер кривой на графике дает возможность судить о большей или меньшей подвижности территории. Графики распределения площади по скоростям позволяют получить и более сжатые характеристики режима движений: методом средневзвешенного вычисляется средняя скорость, средняя контрастность оценивается дисперсией, т. е. мерой отклонения скоростей от вычисленного среднего значения. Предлагаемая методика рассматривается на примере истории развития в альпийском цикле областей Большого и Малого Кавказа и сравнения их между собой. Основанный на методе фаций и мощностей такой количественный анализ может быть использован при решении проблемы типизации геотектонических зон по режиму вертикальных движений.

Одной из актуальных проблем современной геотектоники является типизация различных геотектонических зон. Ее решение могло бы привести к получению эволюционных или эволюционно-генетических рядов развития различных участков земной коры. Такая типизация может проводиться по разным признакам: режиму колебательных движений, проявлениям магматизма и вулканизма, характеру тектонических деформаций, возрасту формирования основных структур и т. д., или по их совокупности.

Режим вертикальных колебательных движений — один из важнейших признаков при классификации тектонических зон. Он включает две меры: интенсивность, т. е. величину перемещения по вертикали отдельных участков земной коры в течение определенного промежутка времени, и контрастность — или различия в интенсивности вертикальных тектонических движений соседних участков или блоков земной коры относительно друг друга.

Анализ истории геологического развития какого-либо участка земной коры и оценка режима его вертикальных движений часто основаны на анализе карт фаций и мощностей отложений. Несмотря на бесспорные достоинства этого метода, в некоторых случаях его недостаточно для оценки режима тектонических движений. Будучи по существу количественным, он дает возможность анализировать колебательные движения только для одного определенного интервала времени. Сравнение режима колебательных движений одной и той же территории в разные отрезки времени по картам изопакт может быть сделано только качественно. Кроме того, сопоставление истории развития различных областей по таким картам также будет недостаточно строгим. Основной недостаток

указанного метода — невозможность учесть различную продолжительность отрезков времени при сравнении разных этапов развития. Поэтому уже давно и неоднократно предпринимались попытки количественной оценки режима колебательных движений с учетом данных абсолютной геохронологии (Ронов, 1949, Гзовский, Крестников и Рейснер, 1959, Варданянц, 1963). Однако при этом всегда характеризовалась только одна из мер тектонического режима: либо интенсивность движений — скоростью, либо их контрастность — градиентом скорости. Кроме того, все эти попытки страдают одним общим недостатком. Характеристика режима, как правило, основывалась на точечных значениях скорости или градиента, полученных по максимальным значениям мощностей или градиента мощностей. Для всесторонней оценки режима вертикальных движений нужно получить изменение скоростей движений по всей площади изучаемой территории. Наша задача состоит в том, чтобы получить количественную характеристику режима вертикальных движений на каждом этапе, причем такую, которая позволила бы иметь оценку и интенсивности, и контрастности движений.

Успехи абсолютной геохронологии, достигнутые за последние годы, позволяют в настоящее время пересчитывать мощности отложений в скорости осадконакопления довольно уверенно, используя при этом достаточно дробные единицы геохронологических подразделений (Абсолютный возраст геологических формаций, 1964)¹.

Построение карты скоростей осадконакопления или скоростей прогибания основывается на картах мощностей отложений в изопакитах и сводится к простой операции пересчета мощностей в скорости. При этом каждая изопакита получает новое наименование и становится уже линией равных скоростей или изотаксой (Варданянц, 1963). Однако удобнее задаться определенными интервалами скоростей, через которые будут проводиться изолинии, и вычислить соответствующие им мощности. При отрезках времени в первые десятки миллионов лет ($20-40 \cdot 10^6$ лет) достаточным интервалом скорости будет $0,05$ мм/год, что соответствует мощности от 1000 до 2000 м. При сравнительно небольших мощностях отложений изопакиты на картах часто проводятся через более узкие интервалы (500 , 200 и даже 100 м). В этом случае на картах скоростей окажутся изображенными только основные крупные прогибы и поднятия в сильно обобщенном виде. Можно было бы тогда попытаться взять более дробные интервалы скорости, однако точность данных абсолютной геохронологии и обобщения, уже содержащиеся в картах изопакит, делают чрезмерную детализацию при построении карт скоростей неоправданной. Во всяком случае анализ таких карт скоростей и выводы не будут достаточно обоснованными.

Нами построены карты распределения скоростей прогибания территории Кавказа для всего альпийского цикла развития. Основой для них послужили карты фаций и мощностей в масштабе $1 : 2\,500\,000$ (топооснова ГУГК, 1964), составленные А. А. Сорским.

В соответствии с данными абсолютной геохронологической шкалы 1964 г., альпийский цикл развития был разделен на семь отрезков времени (табл. 1). Юрский период, продолжительность которого исчисляется в $58 \cdot 10^6$ лет, абсолютная шкала дает возможность разделить на две части. Нижняя включает всю нижнюю юру и байос ($30 \cdot 10^6$ лет), верхняя — бат и верхнюю юру ($28 \cdot 10^6$ лет). Меловой период разделен на две части, соответствующие стратиграфическому разделению мела на верхний и нижний, так как в абсолютной шкале указан возраст границы между альбомом и сеноманом. Продолжительность нижнего мела

¹ Поскольку мощности осадков при анализе карт в изопакитах считаются эквивалентными прогибанию, постольку и скорости осадконакопления мы будем считать соответствующими скоростям нисходящих движений.

Таблица 1

Распределение на Большом и Малом Кавказе площадей, прогибавшихся в мезозое и кайнозое с различной скоростью

Интервалы скорости, мм/год	$J_1+J_2b_j-30 \cdot 10^6$ лет						$J_2bt+J_3-28 \cdot 10^6$ лет						$Cr_1-32 \cdot 10^6$ лет					
	Б. Кавказ		М. Кавказ		Кавказ в целом		Б. Кавказ		М. Кавказ		Кавказ в целом		Б. Кавказ		М. Кавказ		Кавказ в целом	
	ΔS	%	ΔS	%	ΔS	%	ΔS	%	ΔS	%	ΔS	%	ΔS	%	ΔS	%	ΔS	%
Суша	9,70	2,8	54,00	33,1	63,70	12,5	46,13	13,3	50,57	32,0	96,70	19,2	40,22	11,8	34,27	20,2	74,49	14,6
0-0,05	141,74	40,6	44,35	27,1	186,12	36,4	256,34	74,1	107,95	68,0	361,29	72,2	254,65	74,7	133,82	79,1	388,47	76,1
0,05-0,10	87,47	25,2	44,07	26,9	131,54	25,7	39,15	11,3			39,15	7,7	34,06	9,9	1,17	0,7	35,23	6,9
0,10-0,15	61,80	17,8	19,07	11,6	80,87	15,8	4,57	1,3			4,57	0,9	12,40	3,6			12,40	2,4
0,15-0,20	27,53	7,9	2,20	1,3	29,73	5,8												
0,20-0,25	18,43	5,3			18,43	3,6												
0,25-0,30	1,35	0,4			1,35	0,2												
0,30-0,35																		
0,35-0,40																		
0,40-0,45																		
Сумма	348,05	100,0	163,69	100,0	511,74	100,0	346,19	100,0	158,52	100,0	504,71	100,0	341,33	100,0	169,26	100,0	510,59	100,0

Интервалы скорости, мм/год	$Cr_2-38 \cdot 10^6$ лет						$Pg_1+2-30 \cdot 10^6$ лет						$Pg_3+N_1-25 \cdot 10^6$ лет						$N_2-10,5 \cdot 10^6$ лет					
	Б. Кавказ		М. Кавказ		Кавказ в целом		Б. Кавказ		М. Кавказ		Кавказ в целом		Б. Кавказ		М. Кавказ		Кавказ в целом		Б. Кавказ		М. Кавказ		Кавказ в целом	
	ΔS	%	ΔS	%	ΔS	%	ΔS	%	ΔS	%	ΔS	%	ΔS	%	ΔS	%	ΔS	%	ΔS	%	ΔS	%	ΔS	%
Суша	34,25	9,9	14,57	8,6	48,82	9,5	47,84	13,8	21,70	13,0	69,54	13,6	72,37	21,2	19,15	11,5	91,52	18,0	199,42	58,2	95,05	56,2	294,47	57,6
0-0,05	299,14	87,5	148,98	87,8	448,12	87,6	286,82	82,8	96,37	57,8	383,19	74,7	160,77	46,9	109,03	65,6	269,80	53,1	31,50	9,2	22,22	13,2	53,72	10,5
0,05-0,10	7,65	2,2	6,20	3,6	13,85	2,7	11,90	3,4	33,20	19,9	45,10	8,7	78,49	22,9	32,43	19,5	110,92	21,8	26,32	7,7	23,42	13,8	49,74	9,7
0,10-0,15	1,20	0,4			1,20	0,2			10,78	6,5	10,78	2,1	30,74	9,0	5,72	3,4	36,46	7,1	24,92	7,2	7,09	4,3	32,01	6,2
0,15-0,20									4,72	2,8	4,72	0,9							18,65	5,4	7,77	4,7	26,42	5,2
0,20-0,25																			13,61	4,0	5,95	3,5	19,56	3,8
0,25-0,30																			10,90	3,2	2,98	1,7	13,83	2,6
0,30-0,35																			7,85	2,3	1,48	0,6	9,33	1,8
0,35-0,40																			4,32	1,2	1,87	1,1	6,19	1,2
0,40-0,45																			5,50	1,6	1,62	0,9	7,12	1,4
Сумма	342,24	100,0	169,75	100,0	511,99	100,0	346,56	100,0	166,77	100,0	513,33	100,0	342,37	100,0	166,33	100,0	508,70	100,0	342,99	100,0	169,45	100,0	512,44	100,0

Средние значения площадей

Отклонения абсолютные

Отклонения в %

Б. Кавказ	34,25	(+3,80-2,92)	1,1	0,8
М. Кавказ	166,25	(+3,50-7,73)	2,1	4,6
Кавказ в целом	510,50	(+2,83-5,79)	0,5	1,1

$32 \cdot 10^6$ лет, верхнего — $38 \cdot 10^6$ лет. В кайнозой для построения карт скоростей осадконакопления взяты следующие отрезки времени: палеоцен — эоцен — $30 \cdot 10^6$ лет, олигоцен — миоцен — $25 \cdot 10^6$ лет и плиоцен — $10,5 \cdot 10^6$ лет.

Скорость прогибания, определенная как частное от деления мощности на время, является осредненным результатом сложной гаммы знакопеременных движений. Чем более дробные и мелкие интервалы времени берутся для вычисления скорости нисходящих движений, тем больше значение скорости приближается к истинному, так как коротким промежуткам времени, как правило, соответствует более непрерывный разрез осадков. При вычислении скорости за более продолжительные интервалы времени абсолютное значение скорости может уменьшаться за счет большего количества перерывов в осадконакоплении.

Эта зависимость значения скорости прогибания от времени осреднения накладывает серьезные ограничения на применение метода изучения режима вертикальных движений по скоростям прогибания, так как получается замкнутый круг — можно сравнивать скорости только за примерно равные интервалы времени, но в этом случае, очевидно, нет нужды переходить к скоростям, поскольку и мощности отложений сами по себе достаточны для сравнительной характеристики.

В дальнейшем необходимо исследовать эту зависимость и охарактеризовать ее количественно. Тогда будет возможно сопоставлять между собой скорости, определенные за разные промежутки времени, вводя какие-то поправочные коэффициенты. Это достаточно сложный вопрос, требующий специального рассмотрения. В данной статье мы принимаем в качестве первого приближения эмпирическую закономерность, установленную М. В. Гзовским: для интервалов времени в миллионы и десятки миллионов лет при увеличении их продолжительности на порядок скорость прогибания уменьшается также на порядок (Гзовский, Крестников, Рейснер, 1959; Гзовский, 1963). В рассматриваемом нами случае все карты скоростей (кроме последней — для плиоцена) построены для близких по продолжительности или почти равных интервалов времени. Хотя для последней карты интервал времени примерно в три раза меньше, чем для всех остальных, разница все равно далеко не достигает одного порядка. Это исключает необходимость введения поправочных коэффициентов.

Серия карт скоростей осадконакопления в альпийское время на Кавказе служит основой для количественной оценки режима колебательных движений, позволяющей в сравнимых величинах сопоставлять различные этапы развития. Таким образом, карты скоростей являются дополнением к картам фаций и мощностей.

Как было показано А. А. Сорским (Кириллова и др., 1960), альпийский цикл развития на Кавказе четко делится на три этапа: первый — доинверсионное прогибание (нижняя и средняя юра), второй — между частной и общей инверсиями (от верхней юры до олигоцена) и третий — общая инверсия геотектонического режима (олигоцен и неоген-четвертичное время).

На картах скоростей прогибания отчетливо, видно, что доинверсионный этап развития существенно отличается от всех последующих (рис. 1). Значительная часть площади Кавказа (25%) охвачена прогибанием со скоростями от 0,05 до 0,10 мм/год, а в центральных частях ванн восточной половины Большого Кавказа и на Западном Кавказе скорости прогибания превышают 0,25 мм/год. После частной инверсии процесс осадконакопления на территории Кавказа замедляется (рис. 2). На схеме показаны скорости осадконакопления для интервала бат — верхняя юра. Для последующих интервалов времени (ранний мел, поздний мел, палеоген — эоцен) картина наблюдается очень сходная. Большая часть территории характеризуется скоростями от 0 до 0,05 мм/год,

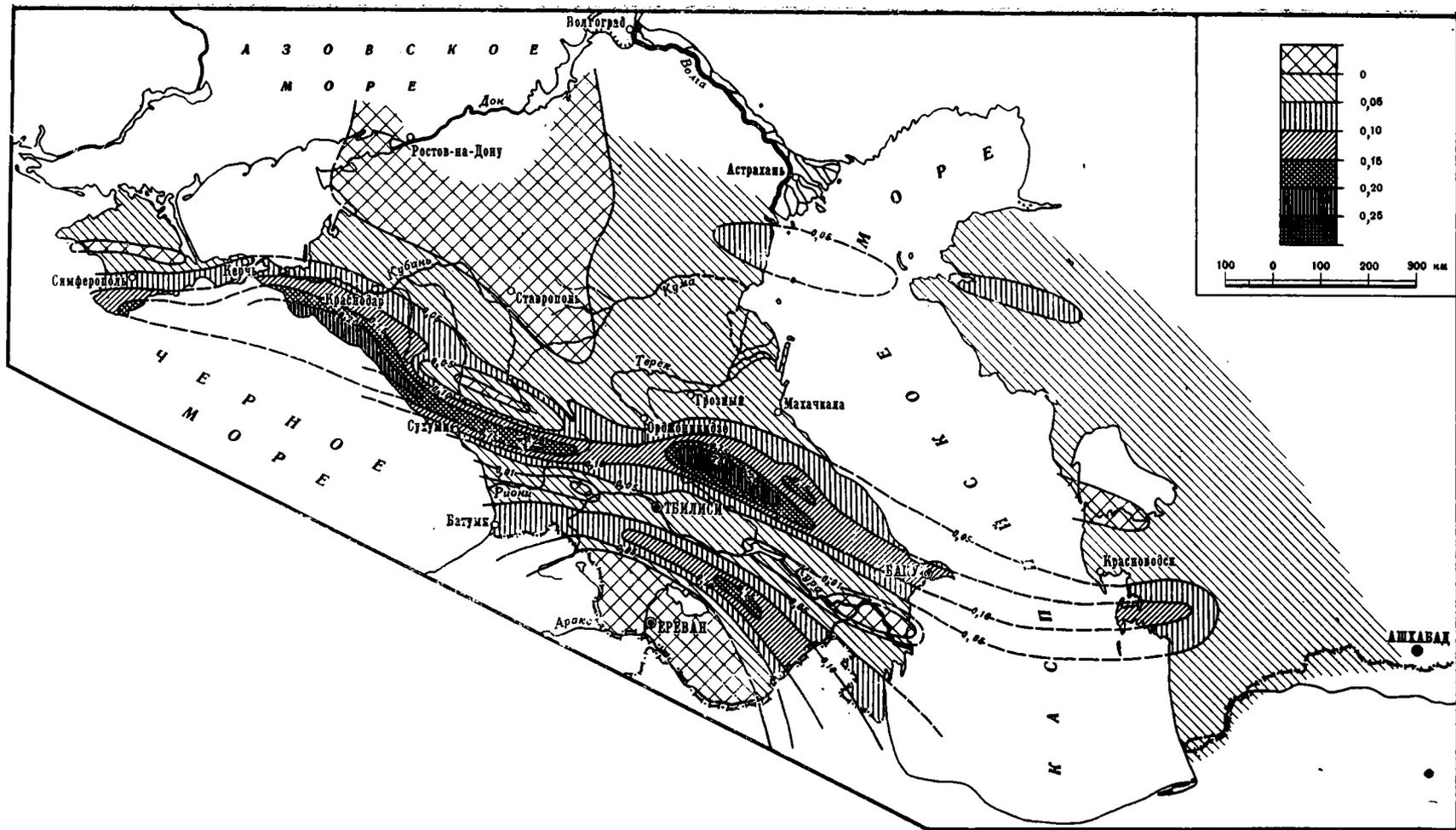


Рис. 1. Скорости прогибания за раннеэоценовое и эоценовое время (30 · 10⁶ лет)

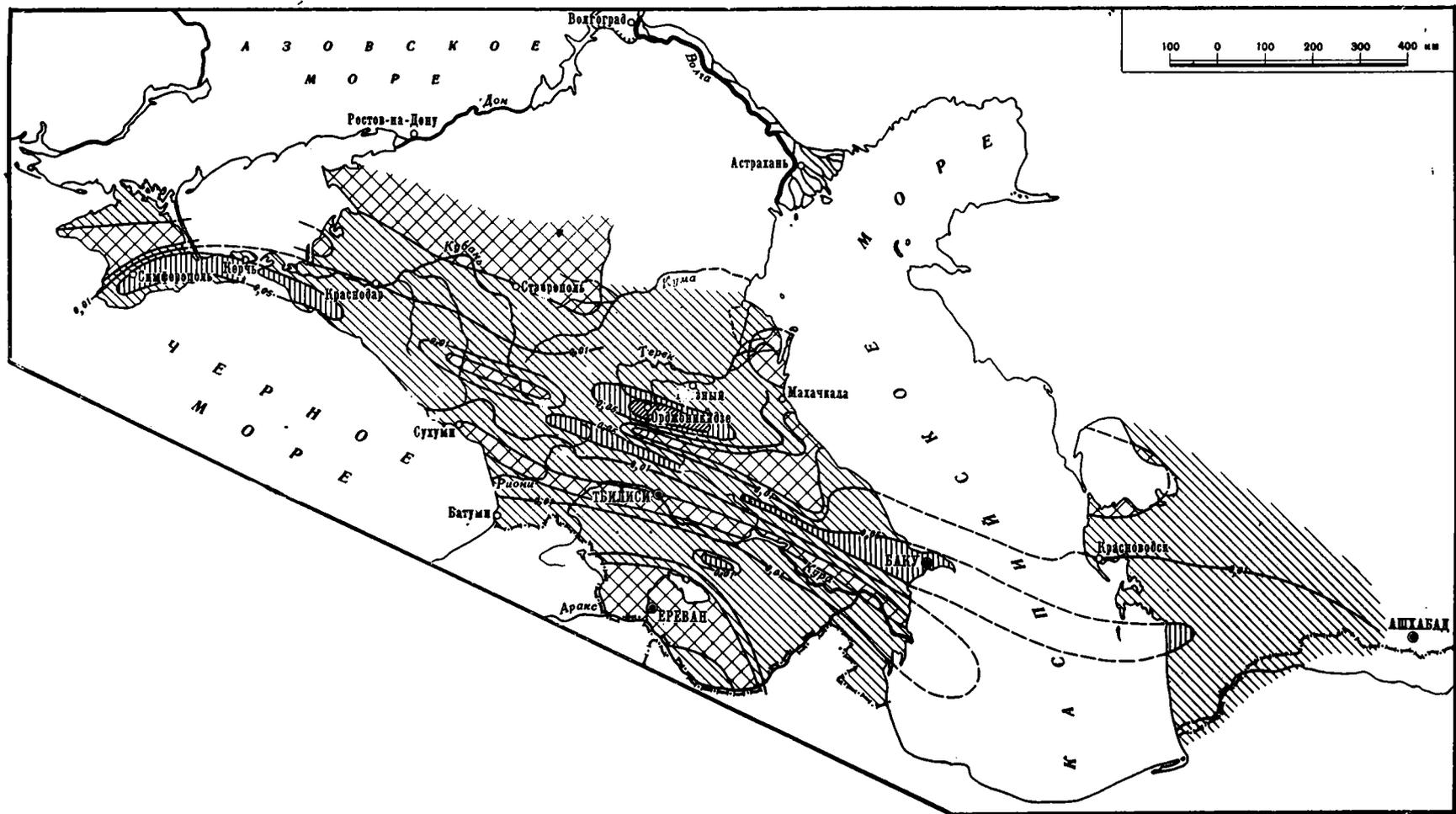


Рис. 2. Скорости прогибания за батское и позднеюрское время ($28 \cdot 10^6$ лет)

а максимальные скорости не превышают 0,15 мм/год, причем на долю этих относительно высоких скоростей приходится очень небольшая часть площади.

Во время общей инверсии скорости прогибания также не выходят за пределы 0,15 мм/год, однако на долю более высоких скоростей, превышающих 0,05 мм/год, приходится уже большая часть площади, чем в предшествующий этап развития (рис. 3).

В плиоцене большая часть территории Кавказа занята сушей, растущей горной страной (рис. 4). Осадконакопление происходит лишь в Предкавказском передовом прогибе и в межгорных прогибах Риона и Куры. Скорости осадконакопления в них довольно высоки: они достигают 0,20—0,25 мм/год, а в Куринском прогибе даже превышают 0,40 мм/год. Это возрастание скоростей может быть связано с тем, что они определены за отрезок времени в три раза меньший всех предыдущих. Тем не менее скорость осадконакопления в межгорном прогибе оказывается близкой к полученной в центральных частях геосинклинальной ванны на доинверсионном этапе развития.

На картах скоростей прогибания выявляются в более обобщенном виде те закономерности, которые устанавливаются и при анализе карт мощностей. Вместе с тем карты скоростей дают возможность получить такую характеристику, которая позволяет сравнивать между собой не только разные этапы развития данной территории, но и может служить критерием для сопоставления режима колебательных движений в различных областях. Для ее получения в пределах рассматриваемой территории были измерены площади участков, прогибавшихся с равными скоростями в течение того или иного этапа развития.

На западе и на востоке Кавказский перешеек обрамлен береговыми линиями Черного и Каспийского морей. На юге мы вынуждены ограничить исследуемую территорию государственной границей СССР, а на севере граница проведена по полосе сочленения альпийского сооружения Кавказа с эпигерцинской Скифской платформой. Для того чтобы получить возможность сравнить между собой области с разным режимом, измерение площадей делалось отдельно для Большого и Малого Кавказа, граница между которыми проведена по центральной части Рионо-Куринской впадины.

Данные измерений сведены в табл. 1, где показаны не только абсолютные значения площадей ($см^2$), но и доля площади, занятой тем или иным интервалом скоростей в процентах ко всей площади ($\Delta S/S\%$). Поскольку ошибки измерения площадей не превышают 5%, ими можно пренебречь. Пересчет площадей в проценты позволяет получить сравнимые данные для существенно разных по величине территорий.

Данные таблицы легко могут быть представлены в виде графиков, где по оси абсцисс откладываются скорости, а по оси ординат $\Delta S/S\%$. Такой график будет показывать распределение исследуемой площади по различным интервалам скоростей. Нами построены подобные графики отдельно для Большого и Малого Кавказа, на каждом из которых вычерчено семь кривых, соответствующих выбранным интервалам времени (рис. 5 и 6).

Типичная геосинклинальная область с резкой дифференциацией вертикальных движений и их большой контрастности теоретически должна дать на подобном графике кривую, которая будет более или менее равномерно захватывать широкий диапазон скоростей. Платформенная же область, где на обширных площадях скорости вертикальных движений изменяются плавно и постепенно, будет характеризоваться резким максимумом в каком-то узком интервале скоростей с очень небольшими отклонениями от этого максимума. В первом случае кривая распределения площади по скоростям отражает высокую подвижность (как бы гибкость) области, во втором — жесткость.

Графики для Большого и Малого Кавказа отражают изменение тектонического режима на этих территориях во времени. На графике для Большого Кавказа отчетливо выделяются три типа кривых распределения площади по скоростям (рис. 5). Кривая 1, соответствующая времени $I_1 + I_2 b_1$, т. е. доинверсионному этапу развития, имеет максимум в интервале от 0 до 0,05 мм/год и затем сравнительно плавно опускается к оси абсцисс, достигая значений 0,30 мм/год. Таким образом, в это время территория Большого Кавказа охвачена прогибаниями с довольно широким диапазоном скоростей.

Кривые 2, 3, 4 и 5 (рис. 5) очень близки по конфигурации и относятся по времени к этапу развития между частной и общей инверсиями. На всех этих кривых также виден резко выраженный максимум в интервале 0—0,05 мм/год; однако скорости не превышают 0,05—0,10 и 0,10—0,15 мм/год. Такой характер распределения площади по скоростям свидетельствует о значительно меньшей подвижности территории, и режим движений приближается по характеру к платформенному.

В период общей инверсии подвижность области несколько возрастает (кривая 6 на рис. 5). Хотя здесь и не захватывается более широкий диапазон скоростей (он остается в пределах 0—0,15 мм/год), распределение этих скоростей более равномерно. В плиоценовое время максимум кривой (кривая 7 на рис. 8) ложится на ось ординат, так как большая часть территории занята сушей, в области же прогибания скорости захватывают очень широкий диапазон (0,045 мм/год), распределяясь равномерно: кривая очень полого спускается к оси абсцисс.

Таким образом, на Большом Кавказе в альпийском цикле по графикам распределения площади по скоростям отчетливо выделяются три этапа развития: доинверсионное прогибание, которое характеризуется типично геосинклинальным режимом; этап между временем частной инверсии и общей инверсией, для которого характерны условия, близкие к платформенным; послеинверсионный этап, когда диапазон скоростей в прогибах напоминает геосинклинальные условия, однако большая часть территории захвачена уже восходящими движениями.

На Малом Кавказе картина распределения площади по скоростям несколько отличается от того, что мы видим на Большом Кавказе, и выглядит сложнее (рис. 6). Кривая 1 ($I_1 + I_2 b_1$) в пределах Малого Кавказа охватывает меньший диапазон скоростей (0—0,20 мм/год), хотя распределение скоростей более или менее равномерно — широкий максимум в интервале 0,025—0,075 мм/год и плавный спуск к оси абсцисс. Сравнительно с Большим Кавказом Малый Кавказ в это время был менее подвижен. Кривые 2, 3 и 4 (рис. 6), соответствующие по времени верхней юре и мелу, очень сходны с такими же кривыми для Большого Кавказа. Здесь тоже есть резкий максимум в интервале 0—0,05 мм/год и очень малые отклонения в сторону более высоких скоростей. Режим колебательных движений в это время здесь так же, как и на Большом Кавказе, близок к платформенному. В палеоцен-эоцене подвижность области резко увеличивается (кривая 5 на рис. 6). В олигоцен-миоценовое время (кривая 6 на рис. 6) кривая распределения площади по скоростям близка к предыдущей, но диапазон скоростей несколько сужается. Распределение в плиоценовое время (кривая 7 на рис. 6) принципиально не отличается от того, что наблюдается на Большом Кавказе. Большая часть территории занята сушей, а в областях прогибов их площадь довольно равномерно распределяется по широкому диапазону скоростей.

Сопоставление истории развития Большого и Малого Кавказа по графикам распределения площади по скоростям показывает, что в то время как на Большом Кавказе альпийский цикл развития четко делится на три этапа (доинверсионный, условно «платформенный» и послеинверсионный), на Малом Кавказе, хотя и оказывается возможным установить те же три этапа, однако в конце второго этапа происходит резкое

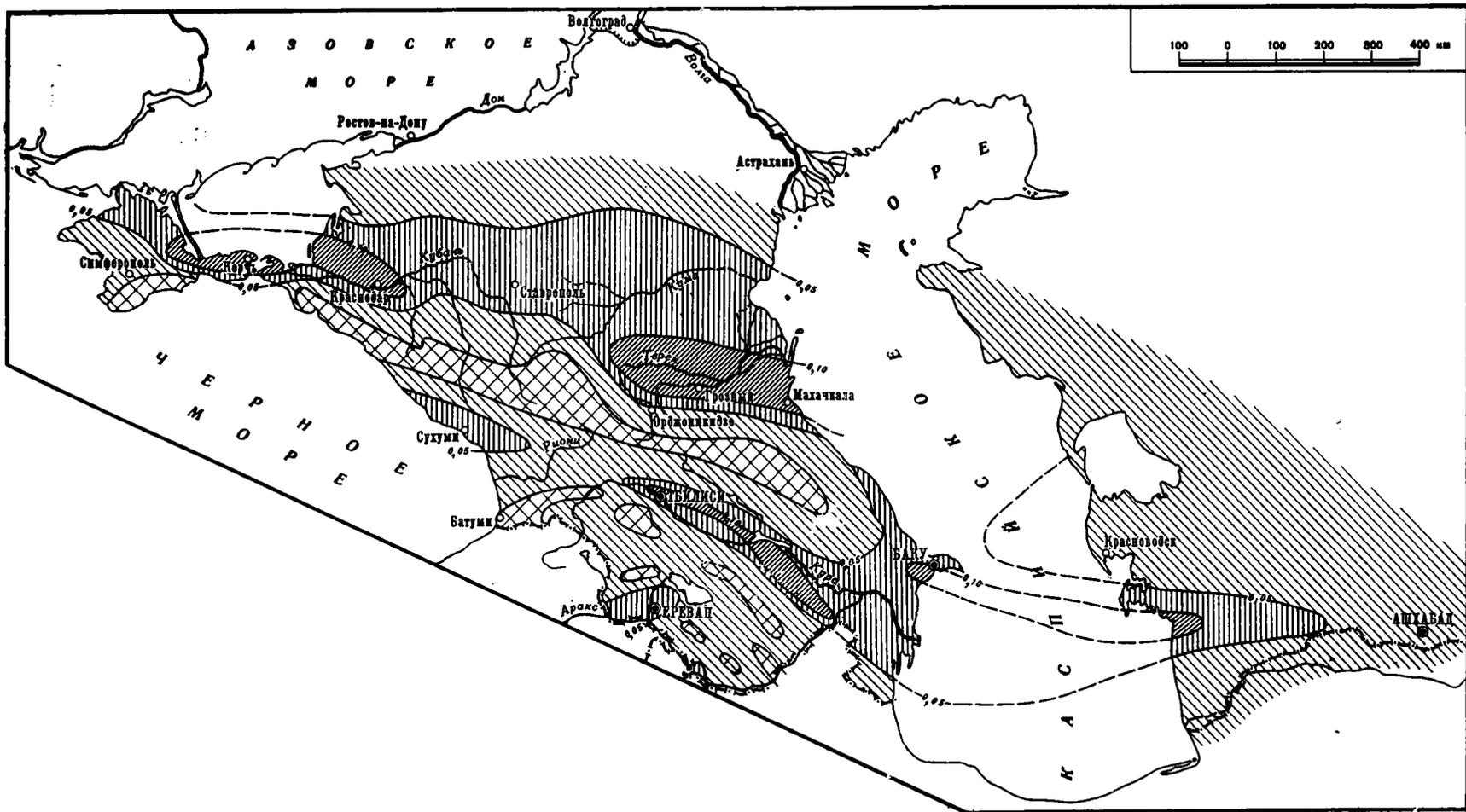
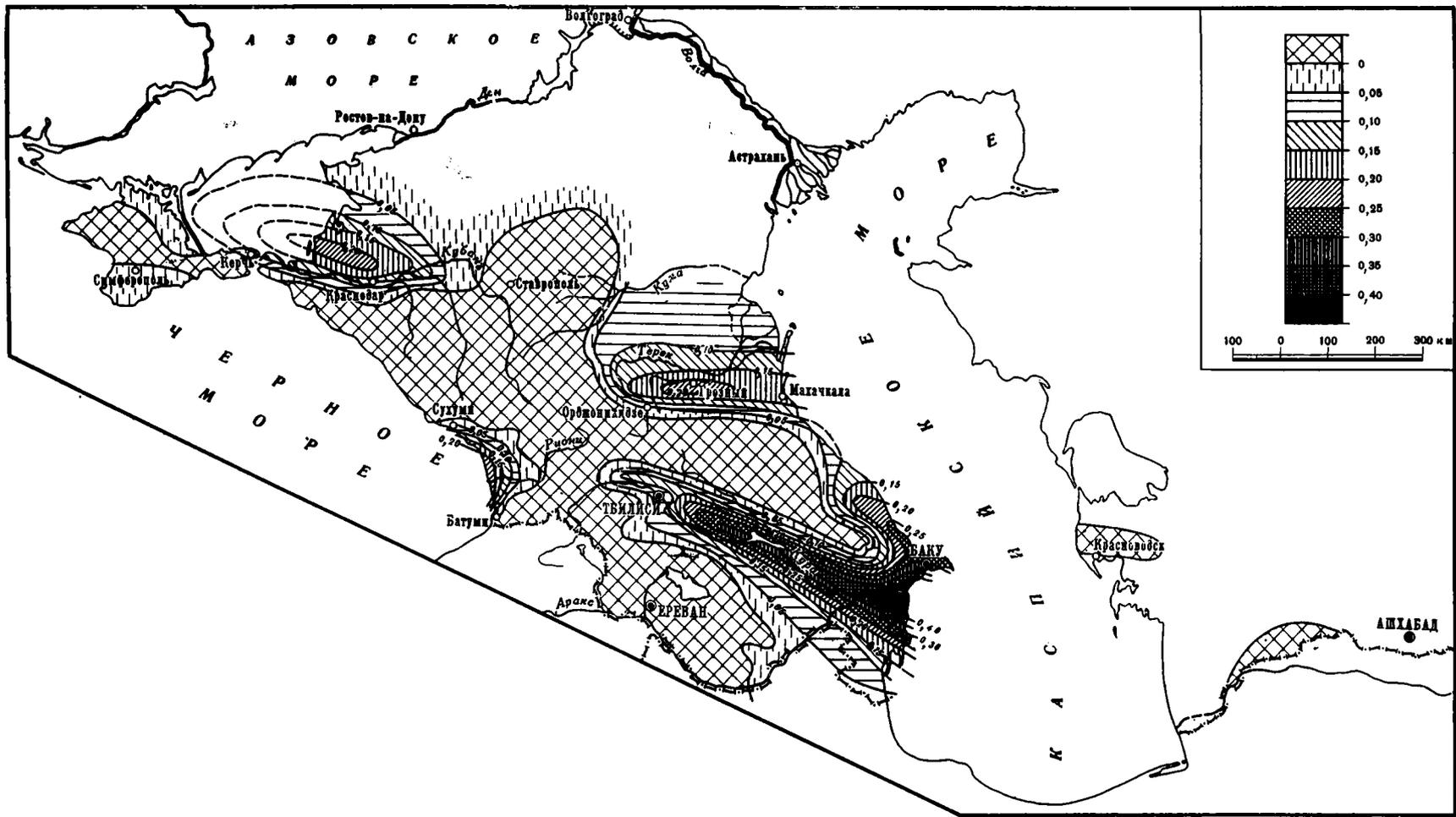


Рис. 3. Скорости прогибания за олигоцен-миоценовое время ($25 \cdot 10^6$ лет)



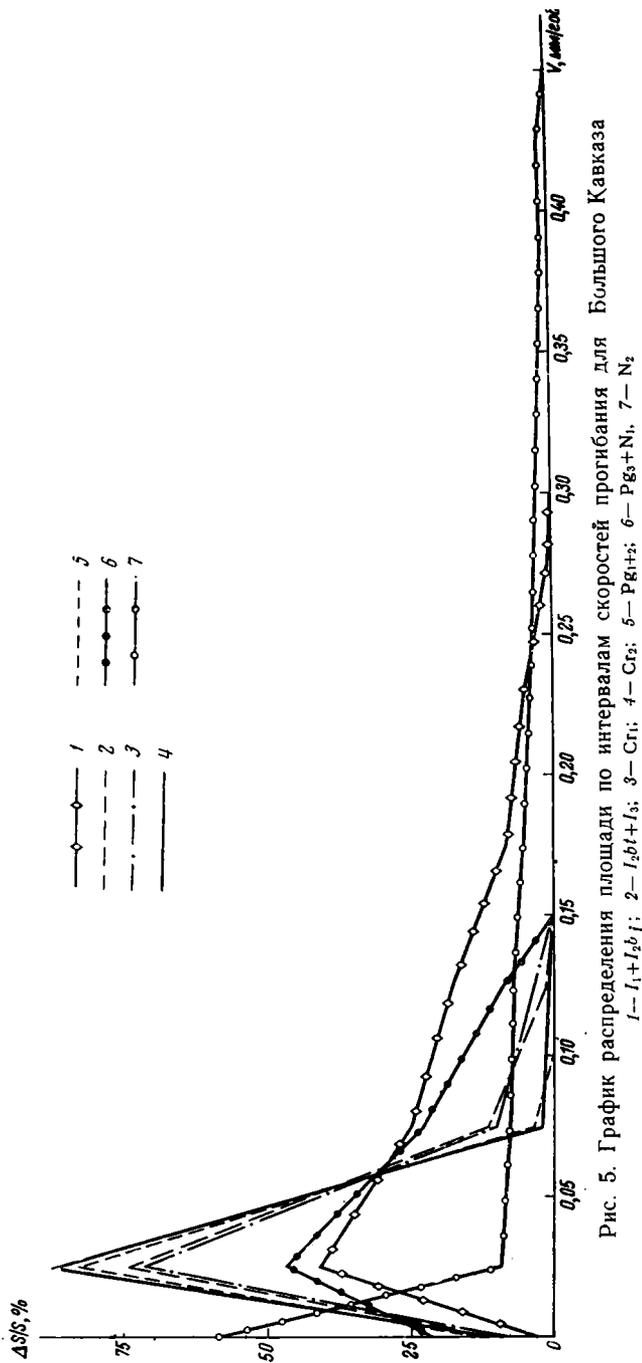


Рис. 5. График распределения площади по интервалам скоростей прогибания для Большого Кавказа

возрастание подвижности области, которое снова падает перед общей инверсией.

По графикам распределения площади по скоростям возможно получить и более сжатую характеристику интенсивности режима нисходящих движений для каждого отрезка времени. Для этого по каждой кривой надо вычислить среднее значение скорости. Физический смысл средней скорости достаточно ясен и не требует пояснений. В данном случае средняя скорость должна определяться методом средневзвешенного, так как

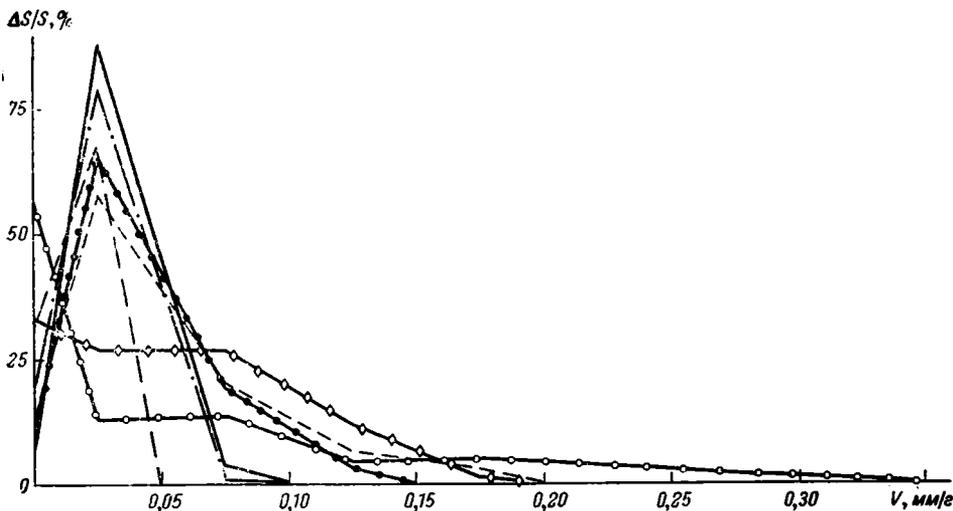


Рис. 6. График распределения площади по интервалам скоростей прогибания для Малого Кавказа. Условные обозначения, как на рис. 8

необходимо учитывать, какая доля площади прогибается с той или иной скоростью.

Средняя скорость вычисляется по формуле

$$\bar{V} = \frac{\sum v_i \times \Delta S_i}{S}$$

Вычисленные значения средневзвешенной скорости для разных отрезков времени для Большого и Малого Кавказа приведены в табл. 2. Эти же данные могут быть показаны и на графиках, где по оси абсцисс откладывается время в млн. лет, а по оси ординат — скорость. На этом графике (рис. 7а) видно, что кривая средней скорости на Большом Кавказе имеет три ветви, соответствующие трем этапам развития. Наиболее высока средняя скорость на доинверсионном этапе (0,078 мм/год). Следующий этап характеризуется низкими средними скоростями, колеблющимися в пределах 0,030—0,020 мм/год. Минимальных значений средняя скорость достигает перед олигоценом. Заключительный этап развития характеризуется возрастанием средней скорости, которая, хотя и не достигает того значения, которое было на первом этапе, но и все же достаточно высока (0,057 мм/год).

На Малом Кавказе в начале альпийского цикла ход изменения скорости сходен с тем, что наблюдается на Большом Кавказе (рис. 7а). Однако на протяжении мезозоя скорости на Малом Кавказе в целом меньше по абсолютному значению. Минимальные значения скорости получает перед началом мела, затем идет постепенное ее увеличение до начала палеогена. В палеоцен — эоцене скорость резко возрастает, а на протяжении олигоцен — миоцена вновь несколько падает. В плиоцене снова происходит резкое увеличение скорости, причем в конце этого периода значение скорости превышает по

Таблица 2

Вычисленные значения средневзвешенной скорости прогибания и дисперсии для разных отрезков времени геологической истории Большого и Малого Кавказа

Время	Большой Кавказ		Малый Кавказ	
	\bar{v} , мм/год	Д	\bar{v} , мм/год	Д
$I_1 + I_2b_f$	0,078	0,94	0,044	0,79
$I_2bt + I_3$	0,028	0,12	0,017	0,29
Cr_1	0,031	0,14	0,020	0,10
Cr_1	0,023	0,02	0,025	0,02
Pg_{1+2}	0,022	0,03	0,048	0,56
$Pg_3 + N_1$	0,040	0,61	0,035	0,32
N_2	0,057	1,35	0,051	0,97

абсолютной величине скорости, наблюдавшуюся на начальной стадии — в нижней юре.

Следует указать, что полученный результат об изменении во времени средней скорости прогибания качественно сходен с тем, что было установлено ранее А. Б. Роновым для Большого Кавказа по данным объемного метода (Ронов, 1949), хотя за прошедшие годы количество исходных фактических данных значительно возросло. Это обстоятельство показывает, что общие тенденции развития устанавливаются этими методами достаточно объективно. Однако объемный метод предусматривает более громоздкие расчеты, поскольку имеет целью более полное описание процессов осадконакопления в различных геотектонических условиях, а не просто количественную оценку режима вертикальных движений.

Средняя скорость процесса прогибания, определенная методом взвешивания, более объективно и полно отражает режим колебательных движений, чем точечные значения скорости, взятые по максимальным мощностям (Варданянц, 1963). Однако, как уже упоминалось, скорость

характеризует только одну сторону режима колебательных движений — интенсивность.

Для характеристики второй, не менее существенной стороны, — контрастности было предложено вычисление, а затем построение карт градиентов скорости (Гзовский, Крестников, Рейснер, 1959; Рейснер, 1960). Разрешающая способность метода построения карт градиентов сильно зависит от масштаба исходной карты в изопактах или карты скоростей. Так, на карте масштаба 1 : 2 500 000 для отрезка времени в 40 млн. лет максимальное значение градиента, которое может быть получено, составляет $0,1 \text{ см/см} \cdot \text{год} \cdot 10^{-7}$ (Рейснер, 1960). При сужении интервалов времени этот предел становится еще меньше. Практически при использовании мелкомасштабных карт методика построения карт градиентов не может быть использована, так как в

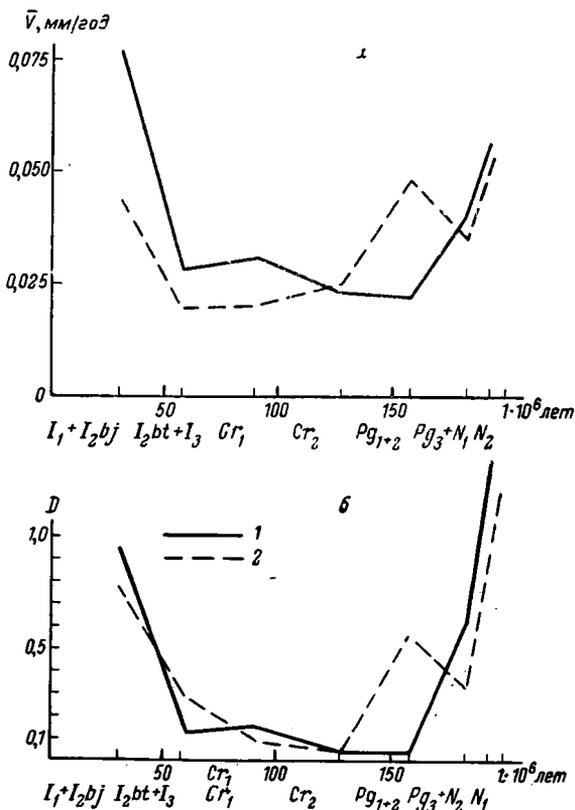


Рис. 7. График изменения во времени:

а — средней скорости прогибания; б — дисперсии — средней контрастности движений.

1 — Большой Кавказ, 2 — Малый Кавказ

геосинклинальных областях на границах разнородных геотектонических зон значения градиентов скорости обычно намного превышают указанные пределы. Это заставляет искать иные способы для характеристики контрастности тектонических движений.

На графиках распределения площади по скоростям содержатся необходимые данные для получения такой характеристики. Контрастность

движений может быть в какой-то мере выражена через дисперсию, которая показывает меру отклонения (или рассеяния) скоростей от вычисленного среднего значения. Чем более плавно опускается кривая к оси абсцисс и чем более широкий диапазон скоростей она охватывает, тем больше будет значение дисперсии. Геосинклинальный режим должен характеризоваться большей дисперсией, чем платформенный, и в нашем случае дисперсия может служить мерой средней контрастности режима колебательных движений. Дисперсия вычисляется по формуле

$$D = \frac{1}{n} \sum_1^n (v_i - \bar{v})^2 \Delta S.$$

График изменения во времени дисперсии имеет примерно такой же характер, как и график изменения скорости (рис. 7 б). Однако существуют и некоторые отличия. Так, минимальные значения дисперсия приобретает и для Большого, и для Малого Кавказа в конце мела. Именно в этот момент движения на всей территории Кавказа становятся наиболее однородными, после чего на Большом Кавказе происходит постепенное очень медленное увеличение дисперсии, на Малом же — резкий скачок. Заключительная стадия развития — орогенная — характеризуется резким возрастанием дисперсии, т. е. увеличением контрастности движений для всего Кавказа.

Хотя характеристика интенсивности движений средней скоростью, а контрастности — дисперсией и является сильным обобщением и может показаться, что все это далеко уводит от реальной геологической обстановки, однако для сравнения режима колебательных движений в различных областях такие оценки удобны. Предлагаемая методика количественной оценки режима вертикальных колебательных движений безусловно не дает исчерпывающей характеристики геотектонических условий. Однако, как нам кажется, при этом достаточно ярко подчеркивается такая существенная черта процесса развития, как скорость нисходящих движений, и устанавливается мера степени подвижности той или иной территории. Методика измерений и их дальнейшей обработки дает данные, которые могут быть использованы для сравнения режима колебательных движений в различных областях. Такой количественный анализ, основанный на методе фаций и мощностей и являющийся его дополнением, может быть использован при решении проблемы типизации геотектонических зон по режиму вертикальных движений. Для выработки четких границ между различными типами геотектонических зон количественная оценка режима вертикальных колебательных движений совершенно необходима.

Литература

- Абсолютный возраст геологических формаций. Докл. сов. геологов на XXII сессии Междунар. геол. конгр. Проблема 3. «Наука», 1964.
- Варданянц Л. А. Изотахи (линии равных скоростей осадконакопления) как основа тектонических исследований нового типа. В сб. «Материалы по общей и региональной тектонике». Тр. Всес. н.-и. геол. ин-та, вып. 85, 1963.
- Гзовский М. В., Крестников В. Н., Рейснер Г. И. Геологические методы количественной характеристики среднего градиента скорости вертикальных тектонических движений (изменений наклона) земной коры и некоторые результаты их применения. Изв. АН СССР. Сер. геофиз., № 8, 1959.
- Гзовский М. В. Геофизическая интерпретация данных о новейших и современных глубинных тектонических движениях. В сб. «Современные движения земной коры». № 1. Изд-во АН СССР, 1963.
- Кириллова И. В., Люстих Е. Н., Растворова В. А., Сорский А. А., Ханн В. Е. Анализ геотектонического развития и сейсмичности Кавказа. Изд-во АН СССР, 1960.
- Рейснер Г. И. Построение карт градиентов скорости вертикальных тектонических движений земной коры на примере Северного Тянь-Шаня. Изв. АН СССР. Сер. геофиз., № 9, 1960.
- Ронов А. Б. История осадконакопления и колебательных движений Европейской части СССР (по данным объемного метода). Изд-во АН СССР, 1949.

УДК 551.243

Е. И. ПАТАЛАХА

ВЛИЯНИЕ ДИНАМОМЕТАМОРФИЗМА НА МОРФОЛОГИЮ СКЛАДЧАТОЙ СТРУКТУРЫ (НА ОСНОВЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ И ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ ДАННЫХ)

В зонах динамометаморфизма распространены сжатые складки линейного типа, тогда как за пределами их — более раскрытые складки брахиформного типа.

Тем и другим сопутствует определенный комплекс структурных элементов (сланцеватость, жилы альпийского типа и т. п.). Все это позволяет рассматривать превращение брахиформных складок в линейные как результат влияния динамометаморфизма. В первом приближении тектоническая эволюция складок состоит, по-видимому, из двух этапов: вначале возникают складки изгиба, а впоследствии они преобразовываются под влиянием динамометаморфизма в складки ламинарного течения.

ПОСТАНОВКА ВОПРОСА

Наиболее общим выражением динамометаморфизма является, как известно (Лукин, Чернышев, Кушнарев, 1965), сланцеватость (кливаж). Уже давно была подмечена интересная закономерность: когда сланцеватость захватывает складчатые толщи и имеет региональную ориентировку в пространстве, она, как правило, оказывается элементом плоскостной симметрии складок при любом — вертикальном, наклонном либо даже горизонтальном залегании осевых плоскостей (Ажгирей, 1956, 1966; Ситтер, 1960). Эта закономерность нашла отражение в термине «сланцеватость осевой плоскости». Отсюда многие исследователи сделали вывод о том, что региональная сланцеватость (осевой плоскости) возникает на заключительной стадии формирования складок, когда дальнейший изгиб слоев оказывается уже невозможным (Пэк, 1940; Ажгирей, 1956; 1966; Белоусов, 1961) и является, таким образом, наложенной по отношению к складкам изгиба. Многие геологи признали также, что сланцеватость осевой плоскости складок примерно соответствует плоскостям *S*-сплющивания Зандера (1950) и возникает перпендикулярно главному (алгебраически минимальному) сжимающему напряжению (Ажгирей, 1956, 1966; Ремберг, 1961; Белоусов, 1961 и др.). Вопрос же о том, как динамометаморфизм (и региональный метаморфизм, вообще) влияет на морфологию складок, до последнего времени оставался невыясненным (Судовиков, 1964). Это и побудило автора заняться им.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

Успенская зона смятия представляет собою субширотно ориентированный узкий синклиниорий, сложенный осадочными и вулканогенными породами среднего палеозоя, которые прорваны герцинскими гранитами (рис. 1). Важную роль в строении ее играют мощные и протяженные зоны динамометаморфизма и рассланцевания. Имея преимущественно субширотные простирания, эти зоны чаще всего падают кру-

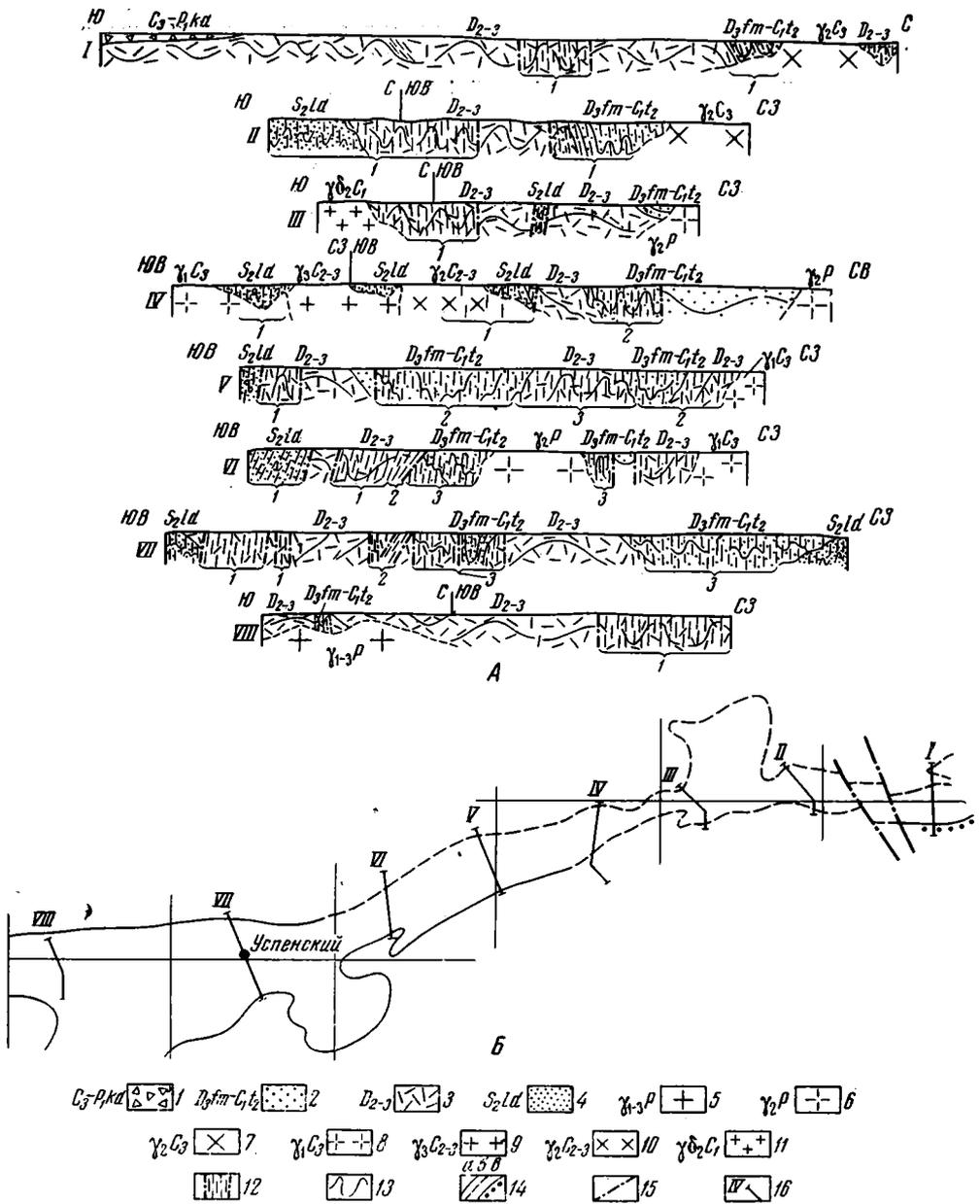


Рис. 1. Влияние динамометаморфизма на складчатую структуру Успенской зоны смятия. А — поперечные разрезы, Б — план

1 — лавы и туфы кислого состава и комковатого сложения, предположительно калдарской свиты (C_3-P_1Kd); 2 — кремнистые и известковые сланцы, мелкозернистые песчаники с растительным детритом, туфопесчаники, известняки ($D_3fm-C_1t_2$); 3 — кислые туфолавы, туфы и лавы, реже средние лавы и их туфы, весьма часты субвулканические тела (D_{2-3}); 4 — зеленокаменные песчаники и сланцы (S_2ld); Акчатауский комплекс; 5 — крупно-, средне- и мелкозернистые порфириновые лейкократовые граниты ($\gamma_{1-3}P$); 6 — мелко- и среднезернистые граниты (γ_2P); Калдырминский комплекс; 7 — средне- и крупнозернистые биотитовые лейкократовые граниты (γ_2C_3); 8 — крупнозернистые биотитовые граниты, порфириновые адамеллиты, лейкократовые гранодиориты (δ_1C_3); Топарский комплекс; 9 — Среднезернистые граниты (γ_3C_{2-3}); 10 — средне- и крупнозернистые граниты (γ_2C_{2-3}); 11 — балхашский комплекс: средне- и крупнозернистые порфириновые биотитовые гранодиориты (γ_2C_1); 12 — зоны динамометаморфизма и расщепления на разрезах и их нумерация; 13 — общие очертания складок; 14 — контуры девано-карбонových складчатых толщ, которые: а — контактируют с лудловским ярусом верхнего силура, б — прорываются герцинскими гранитами, в — перекрываются лавами и туфами калдарской свиты; 15 — крупные смещения по разрывам в плане; 16 — линии структурных разрезов на плане

то, почти вертикально. Плоскости сланцеватости несут борозды скольжения (линейность), фиксирующие направление растяжения горных пород в процессе динамометаморфизма. Ориентировка линейности в большинстве случаев субвертикальна. В пределах зон развиты сжатые складки, осевыми плоскостями которых является сланцеватость. Осложняющие основные, дополнительные более мелкие складки обычно носят конгруэнтный характер и могут быть использованы для реконструкции трудно картируемых крупных складок (Хиллс, 1954). Последние зачастую близки к изоклинальным даже в столь «прочных» породах, как вулканиты. Так как складки чаще всего прямые, на местности, они выделяются крутыми падениями слоистости и флюидалности. Им присущи линейный характер, значительная длина по сравнению с шириной, ориентированный структурный рисунок на картах и разрезах, причем плоскостной симметрией этого рисунка является сланцеватость. За пределами зон расланцевания имеют место более пологие залегания пород, характеризующие широкие брахиформные складки. Весьма вероятно, что часть из них — сложного вулканотектонического происхождения.

Свойственные зонам динамометаморфизма складки линейного типа ранее именовались в литературе складками скалывания (Sander, 1950; Пэк, 1939, 1960; Галдин, 1957; Клоос, 1958); в последнее время они получили название, более отвечающее реальному механизму их образования — «складки ламинарного течения» (Войновский-Кригер, 1966 и др.). При образовании складчатости в зонах динамометаморфизма определенную роль сыграл механизм плоскостного течения горных пород вдоль сланцеватости, тогда как за пределами зон складкообразование (за вычетом вулканотектонического эффекта) обязано скольжению с изгибом.

Есть основания полагать, что региональный динамометаморфизм проявился на зрелой стадии (брахиформных) складок изгиба, когда этот механизм уже исчерпал себя. Об этом свидетельствуют следующие данные:

1. Сланцеватость и линейность характеризуются в целом достаточно устойчивой региональной ориентировкой, слабо зависящей от деталей складчатой структуры толщ. В периклинальных замыканиях сланцеватость сечет слои под прямым углом. Какой-либо региональной приуроченности к определенным литологическим горизонтам не усматривается. Следовательно, говорить о компетентных слоях, задающих тон складчатости в целом, — не приходится.

2. Местами наблюдается пересечение сланцеватостью крутопадающих слоев. В таких случаях линейность грубо параллельна следу пересечения указанных поверхностей. Понятно, что вывести отсюда складку ламинарного течения невозможно. Остается допустить имевший место до динамометаморфизма предварительный изгиб слоев.

3. Осевая мощность слоев, измеряемая вдоль сланцеватости, — этот традиционный критерий складок ламинарного течения, возникших прямо из горизонтальных слоев (Пэк, 1939, 1960 и др.), никогда не остается постоянной и даже в мелких дополнительных складках изменяется в 3—5 и более раз, достигая максимума в шарнирах. С другой стороны, эти факты свидетельствуют об интенсивной динамометаморфической трансформации слоев.

4. И, наконец, есть все основания считать, что деформировались уже консолидированные осадки. Об этом говорит обычное компетентное поведение прослоев песчаника и кремнистого сланца среди интенсивно расланцеванных пород, образующих складочки типа птигматитовых, отсутствие конвективных структур (Артюшков, 1965) и прочих «неправильностей» слоистой структуры.

Именно к такому выводу о наложенности расланцевания по отношению к складчатости неизменно приходят исследователи как Успен-

ской, так и других зон смятия Казахстана (Щерба и др., 1962; Иванкин, 1957 и др.). Эта точка зрения соответствует общим данным большинства специалистов (Фурмарье, 1937; Пэк, 1940; Белоусов, 1961; Кириллова, 1962; Михайлов, 1964 и др.). Кроме того, автор (Паталаха, 1962, 1965₂) уже отмечал весьма значительную роль динамометаморфического деформирования в тектонической перегруппировке вещества горных пород. Поэтому имеются основания различия в степени закрытости складок в зонах рассланцевания и за пределами их относить на счет складкообразующей роли динамометаморфизма. Образующие складки ламинарного течения горные породы рассланцованы и превращены в тектониты. Очень характерны будинаж, деформированные органические остатки и первично-сфероидальные включения, наследующие состав вмещающих пород жилы альпийского типа, ориентированные поперек линейности течения, разрывы, параллельные сланцеватости, трещиноватость, нормальная к сланцеватости и т. п. Горные породы, слагающие складки изгиба, лишены всех этих особенностей. Трещиноватость обычно перпендикулярна слоистости и образует серии, близко совпадающие с простиранием, падением слоев либо с диагональю между ними (Паталаха, 1963).

Жаильминская мульда сложена тонкослоистыми глинисто-кремнисто-карбонатными отложениями фаменского, турнейского и визейского ярусов. Им подлежат франские грубослоистые пестроцветные песчаники и конгломераты, ниже- и среднедевонские вулканиты. Для пород фамена — визе чрезвычайно характерны брахиформные складки с пологими, реже средними углами наклона слоев на крыльях. Очертания в плане и в разрезе весьма прихотливые. На геологических картах они грубо изометричны, паукообразны, резко «неправильные» и т. д. На разрезах морфология их настолько сложна и многообразна, что даже в весьма ограниченных блоках в тесном соседстве обнаруживаются представители самых различных номенклатурных единиц классификации разных авторов: коробчатые (с «ушами», без них), флексуобразные, гребневидные, цилиндрические, симметричные, асимметричные, прямые, опрокинутые в разные стороны, резко дисгармоничные и т. д. Все это непосредственно наблюдается в карьерах месторождений Каражала и Ктай. На картах и разрезах, хорошо изученных бурением месторождений Жайрем, Жумарт, Каражал и др., такая же картина получается путем построений. В карьерах названных объектов видно множество мелких дополнительных складок с амплитудами величиной от сантиметров до нескольких десятков метров, осложняющих более крупные складки. Профили и ориентировка осей их — самые разнообразные, складки появляются то тут, то там так же неожиданно, как и исчезают. Тщетно было бы здесь выискивать те закономерные сочетания больших и малых складок, о которых трактуют известные руководства по структурной геологии. Часть складочек, несомненно, седиментогенного происхождения.

Трещиноватость чаще всего перпендикулярна слоистости и параллельна линиям простирания, падения либо диагонали между ними, что весьма характерно для пород, не затронутых динамометаморфизмом (Каюпов, 1949; Кириллова, 1949). Породы в целом достаточно свежие либо слабдеформированные, компонента сжатия динамометаморфической деформации, оцениваемая по включениям (ориентировка сжатия субмеридиональная), не более 10—20%. Разрывные нарушения не имеют отчетливой связи с морфологией складок. Таков в самых общих чертах структурный облик фамен-визейских отложений Жаильминской мульды.

Однако на участках ее, затронутых интенсивным динамометаморфизмом (обычно это «зоны смятия», например, месторождение Бестю-

бе), картина коренным образом преобразуется (рис. 2). Складки приобретают отчетливо выраженный линейный характер, сжатый, близкий к изоклиальному, профиль. Синклинали становятся очень узкими, а их днища — глубоко прогнутыми. Породы претерпевают резкий динамометаморфизм, превращаясь в «классические» тектониты; линейность вертикальна, трещиноватость перпендикулярна сланцеватости и теснейшим образом связана с ориентированной структурой пород, очень характерны жилы альпийского типа, буди-наж и другие признаки, фиксирующие растяжение по вертикали. Общий рисунок складчатых форм удивительно четко ориентированный, плоскостью симметрии складок является плоскость сланцеватости. По керну скважин и шахтам Бестюбе сплошь и рядом наблюдаются мелкие дополнительные складки обычно изоклинального типа, сильно напоминающие основную рудоконтролирующую синклиналь.

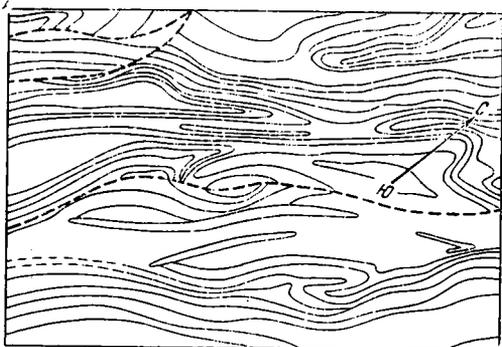


Рис. 2. Складчатость линейного типа. Схематическая карта Бестюбе и его окрестностей (по данным Бестюбинской ГРП)

обязательно строго параллельна осевой плоскости их (в случае, например, двойных асимметричных складок сланцеватость образует два сходящихся пучка). Разрывы — продольные относительно складчатости, чаще всего параллельны осевым плоскостям складок, имеют характер надвигов, менее развиты диагональные сдвиги. Нет сомнений в том, что интенсивный динамометаморфизм «зон смятия» в Жаильминской мульде наложен на обычную, наблюдаемую за пределами этих зон, брахискладчатость.

Совершенно аналогичные соотношения степени рассланцевания и интенсивности складчатости подмечены П. Ф. Иванкиным для района полиметаллических месторождений Иртышской зоны смятия (рис. 3).

Вот что сообщает этот исследователь: «Описываемая часть Иртышской зоны смятия характеризуется закономерным изменением геологических структур и интенсивности рассланцевания пород в поперечных разрезах. Не рассматривая здесь кристаллическую полосу Иртышской зоны смятия, для которой свойственны специфические структуры, в пределах остальной части зоны смятия последовательно с юго-запада на северо-восток можно выделить:

- 1) область развития складчатых форм изоклинального типа и весьма интенсивного рассланцевания и разлинзования пород;
- 2) область развития открытых складчатых форм и средней интенсивности рассланцевания (неоднократного) пород;
- 3) область развития неглубоких простых складок, сложенных мелкими изоклиналями и общего слабого рассланцевания пород.

Далее к северо-востоку располагается область развития моноклиналей и пологих складок, сложенных нерассланцованными породами...»

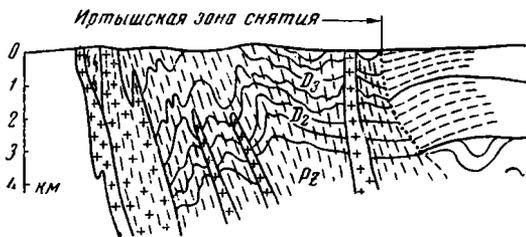


Рис. 3. Поперечный разрез Иртышской зоны смятия, по П. Ф. Иванкину (1957)

(Иванкин, 1957, стр. 153). В Иртышской зоне смятия связанная с динамометаморфизмом толщ линейность (бороздчатость и проч.) ориентирована полого в плоскости сланцеватости и в общем повторяет ундуляционную складчатых структур.

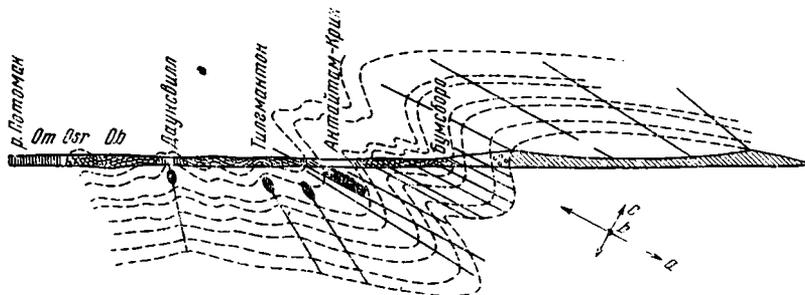


Рис. 4. Поперечный разрез Южных гор, Аппалачи, по Э. Клоосу (1958). Жирные эллипсы — деформированные оолиты; справа внизу показана ориентировка их осей: *a* — максимальной, *b* — средней, *c* — минимальной

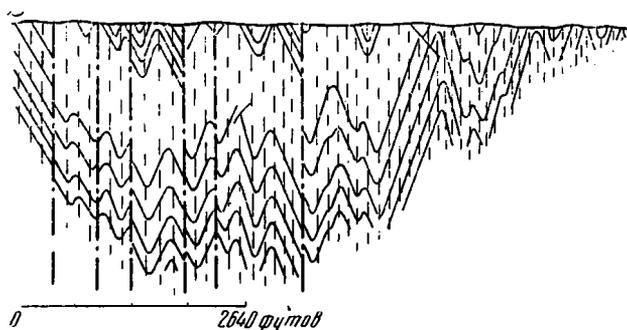


Рис. 5. Разрез района Бендигго, по Л. У. де Ситтеру (1960)

Примеры складок ламинарного течения известны (рис. 4, 5) в палеозойских толщах Аппалачей (Клоос, 1958), Кавказа (Ажгирей, 1956, 1966; Кириллова, 1962), района знаменитого Бендигго (Ситтер, 1960) и многих других районов (Ажгирей и др.).

ЭКСПЕРИМЕНТЫ

Сама идея динамометаморфического преобразования концентрических складок (изгиба) в складки подобного типа (ламинарного течения) не нова. В частности, на это указал Т. Д. Кемпбелл (Campbell, 1951). «В отношении подобных складок, — пишет Дж. Г. Рамсей (Ramsey, 1962), — многие считают, что их происхождение обязано ламинарному течению, параллельному осевой плоскости». Однако соответствующих опытов не ставили, что, между прочим, послужило поводом для отрицания самой возможности указанного механизма (Gonzalez-Vonogip, 1960).

В основу наших опытов положены представления о динамометаморфическом деформировании как ламинарном течении вязкой жидкости, которое в первом приближении может быть представлено в качестве однородной деформации. Соответственно, использовались методы кинематического (Паталаха, 1965₁) и физического моделирования (Гзовский, 1963).

Поскольку во многих случаях геологическими методами доказыва-
ется наложение динамометаморфизма на складки изгиба (Шерба и др.,
1962; Иванкин, 1957; Паталаха, 1963 и др.), в экспериментах динамо-
метаморфическое деформиро-
вание накладывалось на сим-
волические складки изгиба.

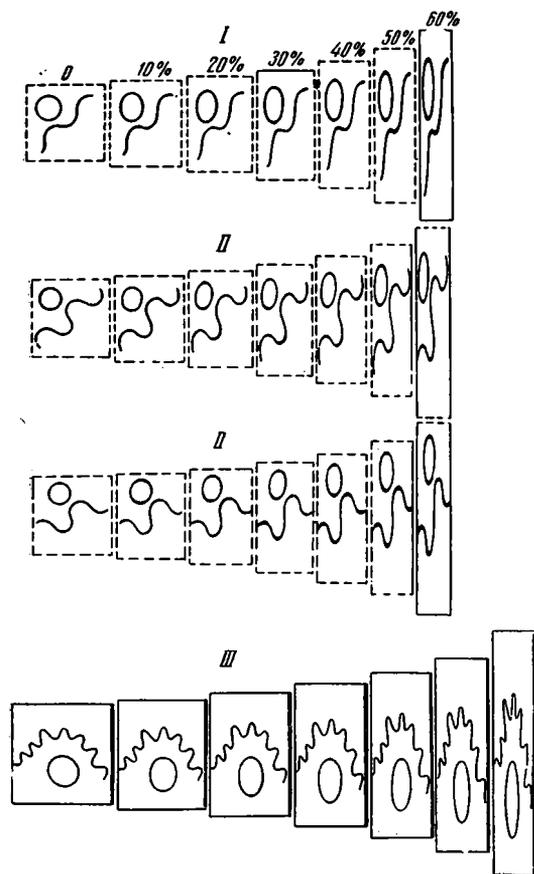


Рис. 6. Эксперимент с эластичной тканью. На-
ложение простого сплющивания на складчатую
структуру

I—III — последовательные стадии деформации первоначально полой (I) и крутой (II, III) складчатости, подвергнутой сплющиванию под углом 70, 45 и 20° к зеркалу складчатости. Цифрами помечена компонента сжатия. Складки приобретают новую симметрию уже при сжатии 20%; плоскостью симметрии их является плоскость сплющивания. IV — исходная складчатая структура — антиклинарий произвольного («неправильного») рисунка. При деформации с компонентой сжатия, равном 30—40%; структурный рисунок приобрел «упорядоченный» вид; плоскость симметрии соответствует плоскости сплющивания»

практически лежащие. На высоких стадиях деформации результирующие формы складок изоклинальные даже при значительном угле между исходной плоскостью симметрии и плоскостью сплющивания. Вместе с тем перестройка рисунка фактически происходит при сравнительно небольших деформациях, определяемых компонентой сжатия около 10—20% для простых и 20—30% для сложных форм складок. Это как бы критический уровень деформации, выше которого исходный структурный рисунок, по существу, является уже перестроенным в соответствии с наложенным деформированием, а если и сохранился еще, то уже в виде

КИНЕМАТИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ

Для простоты опыты прове-
дены в условиях, когда динамо-
метаморфизм имитируется про-
стым однородным сплющива-
нием¹. Сплющивание накладывалось асимметрично по от-
ношению к элементам складок.
При этом в качестве исходных
складок изгиба принимались
разнообразные синусоидаль-
ные складки: пологие и крутые,
с широким шарниром и узким;
угол между плоскостью сплю-
щивания и плоскостью симметрии складок назначался рав-
ным 20, 45, 70° (рис. 6). Ре-
зультаты испытания моделей
показали, что во всех случаях
на той или иной стадии дефор-
мирования происходит корен-
ная перестройка исходного
структурного рисунка, причем
практически независимо от то-
го, каковы были исходные
складки и как произведено
сплющивание, конечные формы
их оказываются симметричны-
ми по отношению к плоскости
наложенного сплющивания
(«сланцеватости»). Исходные
условия влияют только на ха-
рактер складок по отношению
к зеркалу складчатости. Так,
в случае I конечные складки
имеют форму S-образных изги-
бов, в случае II — это опроки-
нутые складки, а в случае III —

¹ Складки наносились типографской краской на эластичную ткань; рисунок дефор-
мировался так, что площадь его оставалась постоянной (Паталаха, 1965.).

реликтовых элементов. Поскольку природные складки отличны от синусоидальных и других простых форм, аналогичные описанным опыты были проведены со складками, обладающими «неправильностями», зачастую присущими природным формам. Как и следовало ожидать, результат оказался близким. Уже при деформации с компонентой сжатия 20—30% «неправильный» структурный рисунок, составленный из складок различного профиля (крутых, пологих, асимметричных, опрокинутых и т. д.) уступил место «правильному» рисунку, ориентированному в плоскости сплющивания, складки стали походить одна на другую. При сжатии на 50—60% они приобрели изоклиальный характер.

Таким образом, кинематическим моделированием однородной деформации установлено, что при наложении сплющивания на складчатость произвольного (неупорядоченного) рисунка на определенном критическом уровне с компонентой сжатия от 10—20 до 20—30%, рисунок претерпевает ориентированную перестройку с плоскостью симметрии, соответствующей плоскости сплющивания (становится упорядоченным), складчатость, в конце концов, приобретает изоклиальный характер. Понятно, что «динамометаморфизованные» складки — более «крутые», чем исходные.

ФИЗИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ

Простейшая физическая модель процесса динамометаморфического деформирования состоит в выдавливании вязкой жидкости из достаточно узкой плоской щели, стенки которой отличаются повышенной вязкостью (жесткостью). Эксперименты поставлены с учетом общих условий подобия (Гзовский, 1963) применительно к геологической обстановке Успенской зоны смятия. Кроме того, методика моделирования была развита в связи со спецификой исследуемого объекта. В частности, выяснилось, что условием, необходимым для воспроизведения ламинарного течения на эквивалентном материале, является отношение сжимаемого к растягиваемому ребру модели (плоская деформация) как $1/3$ — $1/4$ и менее.

Эквивалентным материалом послужила смесь петролатума с каолином и машинным маслом в весовой пропорции 3:5:2 (22°С). Модель имеет вид параллелепипедального брикета 20×30×120 мм. Раздавливание производится в щелевидном прессе. Ось сжатия направлена вдоль одного из коротких ребер модели (30 мм), тогда как другое короткое ребро (20 мм) остается неподвижным. Поэтому материал выдавливается в направлении, параллельном длинным ребрам модели, создавая, вследствие трения о стенки русла, ламинарный (или струйчатый) поток. Выжимание двустороннее. До деформирования модель разрезается по центру плоскости будущего сжатия — растяжения. На одной из поверхностей наносятся (процарапываются) символы концентрических складок изгиба. Сжатие производится статической нагрузкой 100 кг на поршень. Длительность опытов 1—3 минуты. После деформации модель разнимается.

На рис. 7 показаны результаты экспериментов с «однослойной» и «двухслойной» моделью. В качестве исходной складчатой структуры принята сравнительно сжатая складка, осложненная дополнительной складчатостью второго порядка, осевые плоскости которой образуют веер. Уже при сжатии на 10—20% веерообразность почти исчезает, а складчатый рисунок в целом оказывается ориентированным, причем, плоскостным элементом симметрии становится плоскость сплющивания. В процессе деформации складки второго порядка закрываются либо редуцируются и даже распрямляются, а основная складка закрывается, превращаясь в близкую к изоклиальной.

В серии опытов с «двухслойной» складкой эффектно видно, как концентрический складчатый рисунок превращается в подобный. На крыльях слои при этом утоняются, а в шарнирах, наоборот, утолщаются.

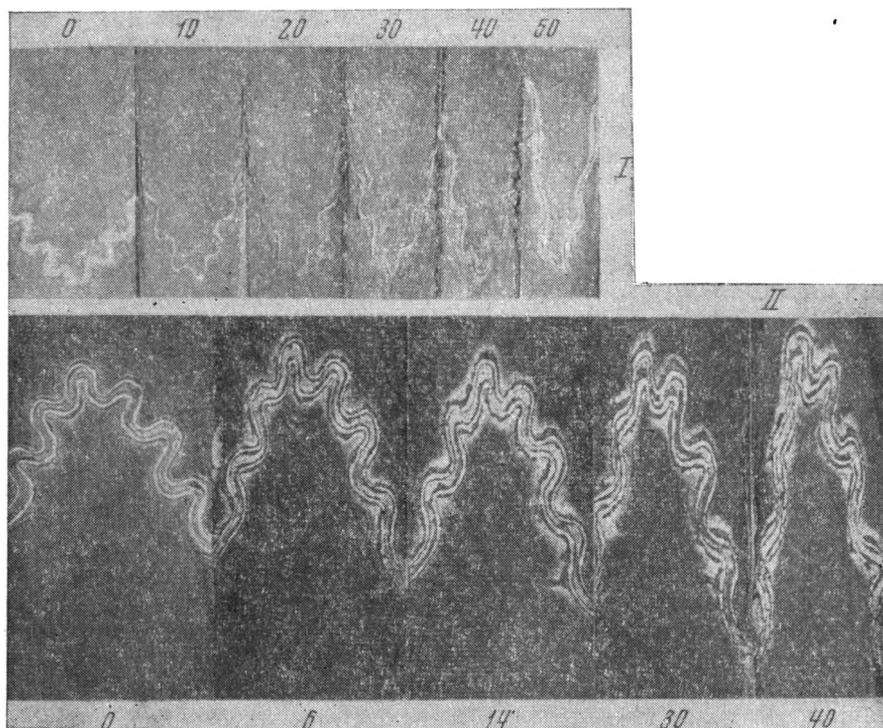


Рис. 7. Эксперимент с эквивалентным материалом. Последовательные стадии ламинарного течения, наложенного на символические складки изгиба

В итоге удастся подтвердить сделанный на основании геологических данных вывод о возможности возникновения сланцеватости параллельно осевым плоскостям складок в процессе наложения динамометаморфизма на неупорядоченные складки изгиба и тем самым объяснить интересную зависимость степени интенсивности динамометаморфизма и формы складок.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Можно считать установленным, что динамометаморфическое деформирование складчатых толщ — это мощный фактор, ориентирующий первоначально «неправильный» в общем случае рисунок складчатых форм. Взамен «случайному» возникает упорядоченный рисунок, составленный из складок, в общем симметричных по отношению к плоскости региональной сланцеватости. Такое влияние динамометаморфизма на морфологию складчатости связано с коренной перестройкой складок в условиях более или менее однородного поля пластических деформаций, выраженных структурно в виде сланцеватости осевой плоскости. В этом, как видно, и состоит природа параллелизма региональной сланцеватости и осевых плоскостей складок, продолжительное время оставшаяся загадочной.

Судя по экспериментальным данным, критическому уровню динамометаморфической деформированности складчатых толщ, выше которых

структурный рисунок в общем случае может считаться упорядоченным, соответствует, по-видимому, компонента сжатия около 10—20, реже 20—30%. Величина же динамометаморфической деформации, при которой возникает сланцеватость, по данным Э. Клооса (1958), отвечает 17—20%¹, а по нашим данным, эта величина может считаться близкой к нулевой.

Во всяком случае, отсюда видно, что если породы изучаемой складчатой толщи несут региональную сланцеватость, можно предполагать, что структурный рисунок в них окажется упорядоченным, ориентированным в соответствии с положением сланцеватости.

Более того, определив тензор (ориентировку осей деформации и компоненты удлинения по ним) динамометаморфической деформации, можно более определенно оценить ориентирующую силу динамометаморфизма, а отсюда и с большей ясностью предвидеть ожидаемые складчатые формы. (Так, например, уже при сжатии около 50—60% складки в общем случае должны быть близкими к изоклинальным). Такой прогноз, естественно, может существенно выиграть, если, помимо сланцеватости, учитывать всю совокупность других геологических данных.

Отсюда можно судить, насколько важны для понимания складчатой структуры наблюдения над региональной сланцеватостью (и сопряженными с нею структурными элементами), изучению которой, к сожалению, до сих пор все еще не уделяется должного внимания (Кириллова, 1962). Надо сказать, что в публикуемых многочисленных работах при описании складчатости сланцеватость, как правило, выпадает из поля зрения, а складки рассматриваются как самодовлеющие структурные формы. Что касается специализированных структурно-тектонических исследований то, по всей вероятности, это связано с тем, что возникновение сланцеватости как плоскости скольжения, так же, как и субмикроскопическую сближенность самих плоскостей, трудно вывести непосредственно из фундаментальных положений физики и механики. В связи с этим, на наш взгляд, при любых систематизациях складчатых форм следует прежде всего подразделять их на две основные категории (таблица): с л а д к и изгиба и с л а д к и л а м и н а р н о г о т е ч е н и я, вкладывая в каждую из них определенный комплекс типичных, парагенетически связанных один с другим признаков.

1. Складки изгиба — это параллельные, по Ван-Хайзу (брахиформные, концентрические, цилиндрические, коробчатые, сундучные, стулообразные, гребневидные, флексуровидные, веерообразные, дисгармоничные и т. д.), складки, образованные в результате продольного, либо поперечного изгиба слоев недеформированных пород, в которых хорошо сохраняются окаменелая фауна, флора и осадочные структуры — слоистость, оползневые складочки и т. д. Как в разрезе, так и в плане для них характерен «неправильный», неориентированный структурный рисунок, отражающий прихотливую форму и сочетания складок, инконгруэнтная дополнительная складчатость, многообразие морфологических **разностей** даже в пределах ограниченных масштабов, нелинейный общий характер складчатости при частой ундуляции и неупорядоченном расположении осей вплоть до изогнутых, дугообразных в плане складок. Разрывы не упорядочены, отчетливая связь их с морфологией складок обычно отсутствует. Трещиноватость на ориентированных полюсных диаграммах дает поясной узор в плоскости слоистости с максимумами, отвечающими трещинам простираения, падения и диагональным. Характерны пологие, средние углы падения пород и открытые формы складок; крутые, вертикальные либо даже опрокинутые встречаются локально, например в зонах разрывов.

¹ Следует учесть, однако, что формирование складки Южных гор, по мнению Э. Клооса, началось в процессе диагенеза карбонатных осадков, давших известняки. Поэтому указанная цифра по абсолютной величине является завышенной.

Две основные категории складок

Признаки	Складки изгиба	Складки ламинарного течения
Распределение мощностей в поперечном сечении складок	Параллельные (мощность слоев неизменна)	Подобные (утонение слоев на крыльях и утолщение в шарнирах)
Физический механизм возникновения	Скольжение с продольным либо поперечным изгибом	Плоскостное течение, которому обычно предшествует скольжение с изгибом
Общий габитус в плане	«Брахиформный»	Линейный
Поведение осей складок	Частые изгибы в плане и разрезе. В целом оси складок не упорядочены	Оси складок в целом упорядочены
Степень сжатости и характер профиля складок	Открытые концентрически U-образные (цилиндрические, синусоидальные с широким шарниром), корчатые, сундучные, гребневидные, стуло- и флексуорообразные моноклинали, стулени и т. п., обычно неправильные, прихотливые	Как правило, закрытые складки, гармониевидные, V-образные (синусоидальные с узким шарниром) до изоклинальных
Сочетания складок	Самые разнообразные, как по морфологии, так и по ориентировке плоскостей, выражены неотчетливо. Структурный рисунок неориентированный, причудливый	Складки параллельны одна другой, осевой плоскостью является сланцеватость. Структурный рисунок ориентированный
Мелкие дополнительные складки	Инконгруэнтные	Конгруэнтные
Породы	«Свежие» недеформированные	Тектониты со сланцеватостью, совпадающей с осевыми плоскостями складок. Характерны: линейность в виде борозд скольжения на плоскостях сланцеватости, параллельная либо перпендикулярная осям складок, буди-наж, структуры пересечения сланцеватостью слонстости, птигмитовые складочки, деформированные окаменелости, оолиты и проч.
Мелкая трещиноватость	На ориентирных диаграммах образует пояс в плоскости слонстости с максимумами, отвечающими трещинам простираия, падения либо диагональным	На ориентирных диаграммах дает пояс в плоскости сланцеватости с характерным максимумом, отвечающим отрывам, нормальным к линейности, типичны жилы альпийского типа, наследующие состав вмещающих пород
Разрывы	Связь с морфологией складок не отчетливая; часто осложняют крылья корчатых складок	Связь с морфологией складок отчетливая, преобладают продольные разрывы, параллельные сланцеватости
Геоструктурная позиция	Тектонически наименее активные периферические зоны складчатых поясов, наложенные мульды Казахстана	Тектонически наиболее активные центральные зоны складчатых поясов, зоны смятия типа Успенской, Иртышской

Обычно в такие складки собраны наиболее молодые толщи складчатых поясов, залегающие в тектонически наименее активных их частях (например, периферия Кавказа, наложенные мульды Казахстана).

2. Складки ламинарного течения как бы прямо противоположны предыдущим. Если при рассмотрении складок изгиба поражает их структурное «беззаконие», то для складок ламинарного течения имеется ряд хорошо установленных закономерностей (Зандер и др.). Прежде всего для них типична относительно простая морфология: это — подобные, по Ван-Хайзу, линейные складки (общего смятия, сгрузки и т. д.) с осевой плоскостью, соответствующей региональной сланцеватости. Отсюда вытекает единообразие не только морфологии, но и ориентировки как основных, так и дополнительных так называемых складок волочения (конгруэнтный тип дополнительной складчатости). Определенным обра-

зом с элементами складок связаны ориентированные структуры тектонитов, что в какой-то степени и позволило Б. Зандеру при расшифровке микроструктур принять за основу координатные оси a , b , c , являющиеся в то же время элементами складок: ось b — ось складки, плоскость ab — сланцеватости, ось c — перпендикуляр к ab . Линейность деформированных горных пород чаще всего либо параллельна, либо перпендикулярна преобладающему направлению осей складок. Трещиноватость на ориентирных диаграммах образует поясной узор в плоскости сланцеватости; расположение ее в структурно-координатных осях также зачастую достаточно закономерное. Характерны альпийские жилы, локализующиеся особенно охотно в трещинах отрыва, перпендикулярных линейности. Нередок будинаж. Разрывы, как правило, упорядочены, хорошо согласуются со складчатой структурой: чаще всего это продольные по отношению к складчатости, конформные сланцеватости разрывы типа надвигов либо диагональные сдвиги. Характерны крутые, вертикальные либо опрокинутые падения пород, сжатые либо изоклинальные профили складок.

Складки развиты в тектонически наиболее активных зонах складчатых поясов (осевая часть Кавказа), либо в зонах смятия Казахстана (Успенская, Иртышская и др.)¹.

Другими словами, на наш взгляд, в дальнейшем целесообразно сохранить старое двухчленное разделение складок на параллельные и подобные Ван-Хайза (с дальнейшим подразделением их по различным признакам), вложив в него, однако, новый, более глубокий и современный смысл и, в частности, представление о парагенетических комплексах разнообразных структурных элементов, присущих каждой из категорий складок (складки разных порядков, разрывы, ориентированные структуры пород, сланцеватость, линейность, трещиноватость будинаж и др.).

Поскольку динамометаморфические структурные элементы, как отмечалось, теснейшим образом сопряжены со складчатыми формами, естественно считать, что охарактеризованные категории складок исторически представляют собою два основных этапа в развитии покровной складчатости геосинклинального типа. Поэтому переход между ними составляет содержание тектонической эволюции складок, сопровождающейся не только изменением их форм, но и коренным преобразованием вещества горных пород — появлением тектонитов, сланцеватости и т. д. Окаменелости и осадочные структуры могут быть почти нацело уничтожены метаморфизмом, мощности пластов претерпевают резкую трансформацию (сокращаются на крыльях и растут в шарнирах), первичное распределение мощностей ступевывается; судя по всему, уничтожается также и ранняя трещиноватость, зарастая в процессе метаморфизма; позже она сменяется новой (Паталаха, 1963). Разумеется, между складчатыми формами обеих категорий существуют взаимопереходы, обусловленные, например, запаздыванием сланцеватости по отношению к перестройке складчатой структуры (Кузбасс), либо, наоборот, запаздыванием сланцеватости (из-за резкой гетерогенности разреза; Иртышская, Успенская зона смятия). Для последнего случая характерно селективное развитие сланцеватости, приуроченной к некоторым наименее вязким слоям.

Итак, в формировании покровной складчатости геосинклинального типа в общем случае устанавливается два основных этапа:

1. Динамометаморфический — собственно складкообразование, в тесном смысле этого слова, путем продольного либо поперечного изгиба; деформация резко неоднородная, на морфологию складок большое влияние оказывают упругие свойства компетентных (вязких) слоев.

¹ Здесь не рассматриваются «глубинные (метаморфические)» складки В. В. Белоусова, свойственные докембрийским толщам; не рассматриваются также складки послонного течения, обусловленные присутствием в разрезе таких высокоподвижных пород, как соль, гипс, глина и т. п.

2. Динамометаморфический, наложенный на предыдущий — коренное преобразование всех ранее возникших структурных элементов; деформация в каком-то приближении гомогенная, толщи деформируются пластически в целом как один однородный блок, свойства индивидуальных слоев большого значения не имеют, морфология складок изгиба коренным образом трансформируется, становится все более «правильной», а общий стиль складчатости все более упорядоченным, перерождаются сами породы, на морфологию складок определяющее влияние оказывает величина динамометаморфической деформации и ориентировка ее осей, т. е. тензор деформации. Именно так должно пониматься, очевидно, происхождение широко развитых в природе складок ламинарного течения, механизм возникновения которых до сих пор подернут пеленой некоторой таинственности; по сравнению со складчатостью первой категории им посвящено ничтожно малое число оригинальных, особенно отечественных работ (Галдин, 1957).

Разделение складчатых форм на две категории имеет существенное научное значение. Так, с этих позиций, например, становятся понятными многие из тех очевидных расхождений в воззрениях на складчатость, которые разделяют теперь различных исследователей.

Отнесение складок к одной из категорий позволяет, как видно, научно предвидеть возможные структурные особенности их, что имеет большое практическое значение при поисках и разведке месторождений полезных ископаемых. А в этом и состоит главная задача теоретической тектоники.

Литература

- А ж г и р е й Г. Д. Структурная геология. Изд-во МГУ, 1956 (1-е изд.), 1966 (2-е изд.).
 А р т ю ш к о в Е. В. Образование конвективных деформаций в слабо литифицированных осадочных породах. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 12, 1965.
 Б е л о у с о в В. В. Структурная геология. Изд-во МГУ, 1961.
 В о й н о в с к и й - К р и г г е р К. Г. О некоторых спорных вопросах механизма складкообразования. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 1, 1966.
 Г а л д и н Н. Е. Структурные особенности Белоусовского месторождения на Алтае. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 4, 1957.
 Г з о в с к и й М. В. Основные вопросы тектонофизики и тектоника Байджансайского антиклинария. Изд-во АН СССР, ч. I, 1959, ч. II, 1963.
 И в а н к и н П. Ф. Полиметаллические месторождения Прииртышья. Госгеолтехиздат, 1957.
 К а ю п о в А. К. О некоторых закономерностях развития трещиноватости осадочных пород. Изв. АН КазССР. Сер. геол., вып. 11, 1949.
 К и р и л л о в а И. В. Некоторые вопросы механизма складкообразования. Тр. геофиз. ин-та АН СССР, № 6 (133), 1949.
 К и р и л л о в а И. В. Кливаж как показатель характера движения вещества в процессе развития складчатости. Сб. «Складчатые деформации земной коры, их типы и механизмы образования». Изд-во АН СССР, 1962.
 К л о с Э. Деформация оолитов в складке Южных гор, Мэриленд. Сб. «Вопросы структурной геологии». Изд-во иностр. лит., 1958.
 Л у к и н Л. И., Ч е р н ы ш е в В. Ф., К у ш н а р е в И. П. Микроструктурный анализ. Изд-во «Наука», 1965.
 М и х а й л о в А. Е. Типы разрывных нарушений земной коры и их систематика. Докл. сов. геол., на XXII сес. Междунар. геол. конгр. Пробл. 4. «Деформация пород и тектоника», Изд-во «Наука», 1964.
 П а т а л а х а Е. И. Деформация конкреций Успенского медного месторождения (Ц. Казахстан). Изв. АН КазССР. Сер. геол., № 3, 1962.
 П а т а л а х а Е. И. Структура и этапы формирования рудного поля Успенского месторождения (Ц. Казахстан). Изв. АН КазССР, Сер. геол., вып. 5 (56), 1963.
 П а т а л а х а Е. И. Кинематическое моделирование динамометаморфических деформаций. Тезисы докладов I Казахстанск. петрограф. совещ. «Магматизм и метаморфизм Восточного Казахстана». Алма-Ата, 1965.
 П а т а л а х а Е. И. К оценке напряженно-деформированного состояния горных пород района Успенского месторождения. Изв. АН КазССР. Сер. геол., № 3, 1965.
 П э к А. В. Трещинная тектоника и структурный анализ. Изд-во АН СССР, 1939.
 П э к А. В. К вопросу о механизме возникновения сланцеватости. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 2, 1940.

- Пэк А. В. Некоторые элементы структурной геологии. Сб. «Структуры рудных полей и месторождений». Госгеолтехиздат, 1960.
- Ремберг Г. Экспериментальное и теоретическое изучение птигматитовых складок. Сб. «Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд». Изд-во АН СССР, т. 1, 1961.
- Ситтер де Л. У. Структурная геология. Изд. иностр. лит., 1960.
- Судовиков Н. Г. Региональный метаморфизм и некоторые проблемы петрологии. Изд-во ЛГУ, 1964.
- Фурмарье П. Общие соображения о развитии сланцеватости в складчатых толщах. Тр. XVII сессии междунар. геол. конгресса, ОНТИ, 1937.
- Хиллс Е. Х. Очерки структурной геологии. Изд. иностр. лит., 1954.
- Щерба Г. Н., Колмогоров Ю. А., Куминова М. В., Мирошниченко Л. А. О глубинных подвижных зонах Центрального Казахстана. Изв. АН КазССР. Сер. геол., вып. 1 (46), 1962.
- Campbell T. D. Some aspects of rock folding by shearing deformation. Amer. J. Sci., v. 249, September, 1951.
- Gonzalez-Bonorino F. The mechanical factor in the formation of shistosity, 21-st Internat. Geol. Congr., pt. 18, 1960.
- Ramsay J. G. The geometry and mechanics of formation of «similar» type folds. J. Geol., v. 70, № 3, 1962.
- Sander В. Einführung in die Geofüge Kunde der geologischen Körper. Innsbruck — Springer — Verlag — Wien, 1950.

Институт геологических наук
им. К. И. Сатпаева
г. Алма-Ата

Статья поступила
19 сентября 1966 г.



УДК 551.243(574.3)

А. И. СУВОРОВ, С. Г. САМЫГИН

О СОЧЛЕНЕНИИ СТРУКТУР ЧИНГИЗСКОГО И СПАССКОГО НАПРАВЛЕНИЙ В ЦЕНТРАЛЬНОМ КАЗАХСТАНЕ

Сочленяющиеся почти под прямым углом структуры спасского и чингизского направлений принадлежат к двум различным системам складчатых дуг и разделяются меридиональным глубинным разломом. Как показал структурно-формационный анализ, складчатые дуги в пределах рассматриваемой территории в течение палеозоя воздымались и разрастались, одни к юго-востоку, другие к юго-западу, вытекая заключенную между ними геосинклинальную область. Соответственно этому структуры по обе стороны от разлома приобретали новые свойства, а сам разлом удлинялся в южном направлении.

ВВОДНЫЕ ЗАМЕЧАНИЯ

Зона сочленения структур чингизского (северо-западного) и спасского (северо-восточного) направлений в Центральном Казахстане охватывает широкую полосу, простирающуюся от средней части оз. Балхаш на север до Баян-Аульского района.

Занимая важное положение в системе тектонических структур восточной части Центрального Казахстана, эта зона уже давно привлекает к себе внимание геологов и вызывает оживленную дискуссию по многим вопросам: например, о характере сочленения структур северо-западного и северо-восточного направления, о положении границы каледонид и герцинид на востоке Казахстана, о восточном окончании девонского вулканического пояса, о положении, размерах, морфологии и значении известных здесь нескольких крупных разломов меридионального простирания.

За последние 10—12 лет опубликовано довольно много работ общего и регионального профиля, в которых так или иначе затрагивались эти вопросы, однако вплоть до настоящего времени в их решении все еще нет установившегося единства мнений.

Так, например, по мнению ряда авторов (Беспалов, 1954; Борукаев, 1954; Севрюгин, 1960; Аксаментова, Антоноук, 1964), структурно-фациальные и фациальные зоны, а также антиклинории и сопряженные с ними разломы Чингиза и более западных районов соединяются между собой в виде плавных, непрерывных или прерывистых дуг, выпуклых к северу.

В других работах, наоборот, дугообразные простирания не считаются главными, и особенное значение придается зоне меридиональных разломов, резко нарушающих эти простирания. При этом положение и размеры зоны разломов понимаются по-разному. Одни авторы проводят ее от северной периклинали Кентерлауского антиклинория приблизительно до г. Каркаралинска (Казанли, 1955), другие — от оз. Балхаш через восточный край Кентерлауского антиклинория до р. Иртыша (Беспалов, 1956; Михайлов, 1958; Богданов и др., 1963; Кошкин, 1965), третьи — в тех же пределах, но по западному краю Кентерлауского антиклинория;

(Колмогоров и др., 1959; Шерба и др., 1962), четвертые — от р. Или через Кентерлауский антиклинорий до пос. Егендыбулак (Андреев и др., 1966). Соответственно этому зоне даны разные названия — Центрально-Казахстанская, Токрауская, Карадон-Темиршинская и др.

Так же неясно положение границы каледонид и герцинид в пределах рассматриваемой области. В качестве такой границы был выделен девонский вулканический пояс, идущий от Караганды к Павлодару почти до р. Иртыш (Богданов, 1959) и примерно совпадающий с зоной повышенных линейно-вытянутых градиентов силы тяжести (Казанли, 1955). Затем за границу был принят Карадон-Темиршинский разлом (Богданов и др., 1963) и именно по нему был оборван и девонский вулканический пояс, и ограничиваемые им каледониды: структуры Чингиза оказались в области раннегерцинской складчатости, а районы северо-восточной части Центрального Казахстана остались в области каледонской складчатости.

Вместе с тем в некоторых работах Чингиз характеризуется как область позднекаледонской складчатости и параллелизуется с тектоническими зонами, находящимися к северо-западу и западу от меридионального разлома (Михайлов, 1958; Аксаментова, Антонюк, 1964 и др.). Что же касается девонских вулканических образований, то они отмечаются как к северо-востоку от Караганды, так и в юго-западных предгорьях Чингиза (Борукаев и др., 1962; Никитина, Аксаментова, 1965; Асатуллаев и др., 1965). По Н. Г. Марковой (1964), девонский вулканический пояс не заканчивается в районе Баян-Аула, а поворачивает на юго-восток к хр. Чингиз.

В 1966 г. зона меридиональных разломов специально осматривалась нами, а распространенные к западу и востоку от нее структурно-формационные комплексы, известные нам в значительной мере по собственным исследованиям прежних лет, были подвергнуты тщательному сравнению. В результате составлена новая схема тектонического районирования области сочленения структур северо-восточного и северо-западного направлений и на ее основе в настоящей статье делается попытка решения некоторых из перечисленных выше неясных вопросов.

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ

В основу тектонического районирования зоны сочленения и соседних территорий на востоке Центрального Казахстана положены данные сравнительного анализа палеозойских отложений, взятых целиком по всему доступному для наблюдений разрезу. В качестве основных тектонических элементов выделяются структурно-формационные зоны и подзоны. Первые охватывают наиболее крупные площади, в пределах которых, в каждом случае, устанавливается свой набор формаций горных пород. Вторые имеют меньшие размеры и отличаются объемом, строем и положением отдельных формаций. Зоны и подзоны занимают определенное тектоническое положение и обладают той или иной внутренней структурой.

Основные сведения о формациях

Под формациями мы подразумеваем комплексы парагенетически связанных между собой (в понимании Н. С. Шатского) горных пород значительной мощности, которые характеризуют отдельные стадии геосинклинали развития и закономерно повторяются в различных тектонических зонах.

Самая древняя из выделяемых формаций — яшмо-диабазовая или спилито-яшмовая. Ее слагают яшмы, яшмо-кварциты, диабазы, спилиты и кератофиры, которые сочетаются друг с другом, в разных пропор-

циях и содержат подчиненные прослои терригенных отложений. Такой состав имеют тиесская свита рифея, уртынджалский комплекс, бошекульская и агырекская свиты нижнего — среднего кембрия, итмурундинская и казыкская свиты Прибалхашья, верхний ордовик Предчингизья, нижний силур Жалпакадыра.

С эффузивно-яшмовой формацией тесно связана кремнисто-терригенная. В строении этой формации участвуют главным образом песчаники, алевролиты и кремнистые сланцы с примесью яшм, пепловых туфов и кремнистых известняков. Типичные примеры кремнисто-терригенной формации — желтауская свита рифея, найманская и куланутпесская свиты ордовика, нижний силур северо-восточного Прибалхашья и др.

Огромное значение принадлежит флишоидной формации, представленной ритмично построенными толщами зеленоцветных песчаников, алевролитов, аргиллитов и конгломератов с прослоями туфопесчаников, пепловых туфов и известняков. Такovy майданская и сасыксорская свиты среднего кембрия, еркебидаикская и ангрensorская свиты среднего ордовика, кайрактинская свита силура, силур — нижний девон Нурынского синклинория и Прибалхашья.

С флишоидной формацией нередко бывает связана вулканогенно-терригенная. В ее составе преобладают сероцветные песчаники, алевролиты, их туфогенные разности и туфы. В подчиненных количествах отмечаются аргиллиты, известняки и конгломераты, лавы. В качестве примеров формаций этого типа можно назвать девонские отложения близ оз. Карасор и в районе пос. Карабулак.

В широком возрастном диапазоне распространена порфиритовая формация. Она сложена разнообразными порфиритами, их туфами и туфобрекчиями. Местами в значительных количествах присутствуют прибрежно-морские терригенные и туфогенные породы, а также эффузивы кислого состава и известняки. К подобной категории формаций могут быть отнесены породы торткудукской (верхний кембрий — нижний ордовик) и намасской (верхний ордовик) свит, отложения нижней части девона Жаксытагалинской гряды, а также отложения фамена — нижнего карбона Прибалхашья.

Очень характерна нижняя молассовая формация, сложенная морскими и прибрежно-морскими терригенными отложениями преимущественно пестроцветной окраски; изредка отмечаются примеси вулканогенного материала. Ей отвечают, несмотря на ряд различий, шансорская серия и альпийская свита нижнего силура, а также нижний и верхний силур Предчингизья.

Огромные площади занимает порфировая (наземно-вулканогенная) формация, образованная эффузивами и пирокластами кислого, среднего и основного состава с подчиненным количеством терригенного материала. Характерные примеры порфировой формации — девон Карагандинского прогиба и верхнепалеозойская балхашская серия.

Наконец, в качестве автономных частей палеозойского разреза выделяются формации: верхняя молассовая, карбонатно-терригенная, известняковая и угленосная. Представителями верхней молассовой (континентальной) формации могут служить красноцветная жаксыконская серия живетского — франского ярусов и сероцветная саякская свита карбона. Успенская серия верхнего девона — нижнего карбона является примером карбонатно-терригенной формации; она имеет очень пестрый состав при преобладающем значении песчаников, мергелей известняков и (местами) кремнистых сланцев и туффитов. Известняковая формация объединяет отложения фамена и турне северного обрамления Карагандинского бассейна. Последняя из отмеченных формаций — угленосная — слагает ряд впадин на северо-востоке Центрального Казахстана и, главным образом, Карагандинский бассейн.

Структурно-формационные зоны спасского направления

К западу от меридиональных разломов размещаются структурно-формационные зоны: Спасско-Карагандинская, Нурино-Тектурмаская, Успенско-Уралбайская и Токрауская (рис. 1 — I, II, III, IV).

Спасско-Карагандинская зона вытянута в восток-северо-восточном направлении и по набору формаций, особенно на севере, тесно связана с каледонидами Центрального Казахстана.

Наиболее полный разрез палеозоя в этой зоне приходится на Северо-Карагандинскую (Ia) подзону (Канфельд и др., 1962). Как показывает рис. 2, здесь выявлены формации (снизу вверх): спилито-яшмовая, флишеидная, порфириновая, нижняя молассовая, порфириновая, верхняя молассовая, известняковая и угленосная. Формации отделены одна от другой поверхностями несогласия, отмечающими различные по продолжительности разрывы во времени. Особенно большой разрыв падает на средний и верхний кембрий. Можно предполагать, что он разделяет два цикла в развитии подзоны: неполный протерозойско-раннекембрийский (изученный пока недостаточно) и полный раннепалеозойско-каменноугольный.

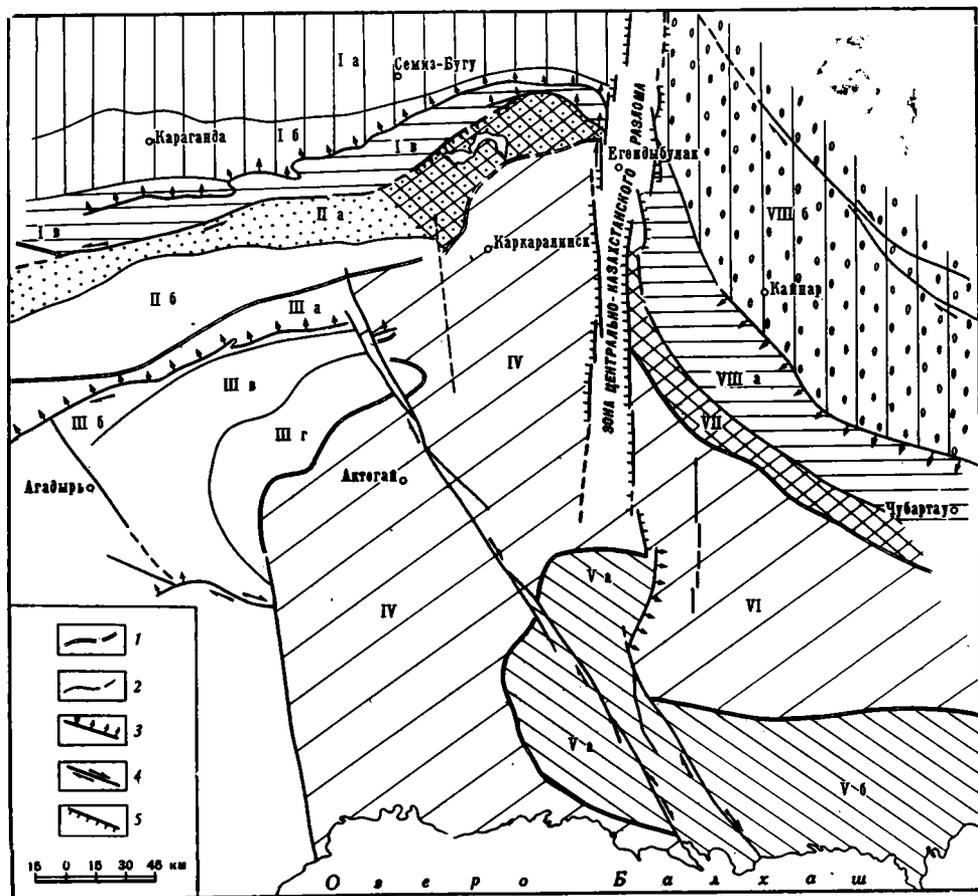


Рис. 1. Схема тектонического районирования восточной части Центрального Казахстана

1 — границы структурно-формационных зон; 2 — границы структурно-формационных подзон; 3 — глубинные надвиги; 4 — глубинные сдвиги; 5 — глубинные сбросы.

Сходные зоны и подзоны спасского и чингизского направлений показаны одинаковой штриховкой. Цифровые обозначения даны в тексте.

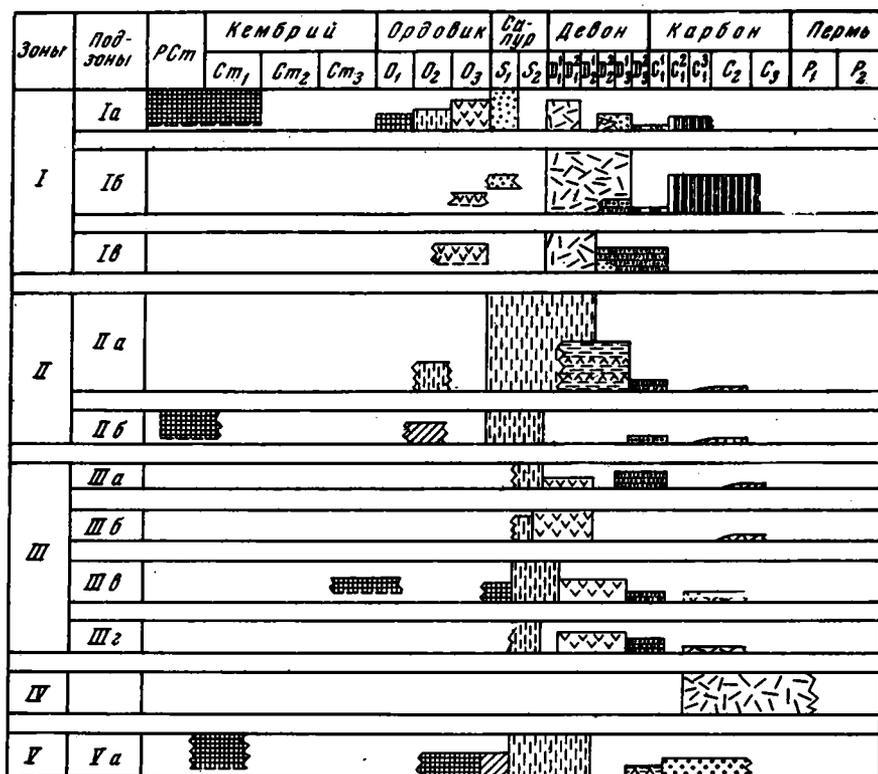


Рис. 2. Схема расположения формаций в разрезах структур Спасского направления

Условные обозначения см. на рис. 3

В Карагандинской подзоне, отвечающей собственно Карагандинскому прогибу, набор формаций нижнего палеозоя — карбона в общих чертах такой же, как и на севере (рис. 2, I б). Вместе с тем главная роль переходит к порфириковой формации девона, мощность которой здесь удваивается, и к угленосной (С₁₋₃) с утроенной мощностью. Верхние возрастные границы этих формаций значительно поднимаются, в результате чего верхняя моласса северной подзоны (D₂² — D₃¹) в этой подзоне замещается эффузивами, а разрез угленосной формации становится более полным.

Несмотря на различное тектоническое положение Северо-Карагандинской и Карагандинской подзон, в их структурном плане особых различий нет. В отложениях нижнего палеозоя развита линейная складчатость, в девоне и карбоне преобладают глыбовые структуры, ограниченные сбросами субмеридионального, северо-западного и северо-восточного направлений, а также генетически связанные с этими последними простые складки.

Охарактеризованный выше формационный ряд повторяется и в третьей подзоне Спасско-Карагандинской зоны — Спасской (Iв), однако его изменения еще более усиливаются. Заметно сокращаются, например, мощность и возрастные рамки девонской порфириковой формации, снова появляется в небольших количествах верхняя моласса живетского и франского ярусов, а вместо известняковой формации получает распространение карбонатно-терригенная формация, которая охватывает более широкий возрастной диапазон (живетский ярус — турне).

В тектоническом отношении Спасская подзона построена наиболее сложно. Слагающие ее породы (ордовик, девон, карбон) сильно дина-

мометаморфизованы и имеют чешуйчато-складчатое и покровное строение, с широким развитием надвигов северо-восточного направления и подчиненных им северо-западных сдвигов и общим смещением к северу и северо-западу (Суворов, Самыгин, 1963, 1965).

Нуринско-Тектурмаская структурно-формационная зона принадлежит к области поздних каледонид или ранних герцинид и имеет совершенно иной формационный разрез по сравнению со Спасско-Карагандинской зоной. Она состоит из двух подзон — Нуринской и Тектурмаской.

Нуринская подзона представляет собой крупный субширотный синклиний, погружающийся к востоку. Особенно широкое развитие здесь получила флишоидная формация (средний ордовик, силур, нижний — средний девон), суммарная мощность которой превосходит 10 км (см. рис. 2, IIа). Флишоиды смяты в серию крутых складок и нарушены сбросами и сдвигами северо-восточного простирания. В основании силурийского разреза имеется угловое несогласие. В верхах появляются прослои вулканогенно-терригенной формации (с кобленца), которая получает затем самостоятельное значение, поднимаясь до подошвы фамена. Местами в подзоне присутствуют небольшие наложенные мульды, заполненные карбонатно-терригенной (D_3^2 — C_1^1) и порфировой (C_{2-3}) формациями заключительных стадий геосинклинального развития подзоны. С севера подзона ограничена крупным Байдаулет-Карасорским левым сдвигом (Суворов, 1963).

Тектурмаская подзона (IIб) морфологически выражена антиклинорным поднятием, составляющим с Нуринским синклинием «структурную пару». В ядре поднятия обнажена сложноскладчатая яшмо-диабазовая формация с телами гипербазитов неясного возраста, на которую с размывом и несогласием ложатся складчатые кремнисто-терригенная (O_2) и флишоидная (S) формации, а еще выше — небольшие наложенные мульды, сложенные карбонатно-терригенной (D_3 — C_1) или порфировой (C_{1-2}) формациями. Существенная роль принадлежит позднепалеозойским гранитам:

В следующей собственно герцинской зоне — Успенско-Уралбайской — среди формаций ордовика — карбона различаются (снизу вверх) яшмо-диабазовая, флишоидная, порфиритовая, карбонатно-терригенная и порфирировая. Данный ряд в целом походит на формационные ряды более северных подзон, однако, наряду с этим, он отражает дальнейшие изменения разрезов палеозоя в направлении с севера на юг и юго-восток (см. рис. 1, 2 — III а, б, в, г). Здесь снова появляется порфиритовая формация, но уже девонского возраста, причем залегает она на силурийских флишоидах нередко без видимого несогласия. Яшмо-диабазовая формация сильно обогащается терригенным материалом, а ее кровля, по известным находкам фауны, поднимается до нижнего силура. Порфирировая формация, которая замыкает здесь палеозойский геосинклинальный разрез, залегает не ниже карбонатно-терригенной формации (как в Спасской подзоне), а выше, и возраст ее преимущественно среднекаменноугольный.

В Успенско-Уралбайской зоне различаются четыре подзоны: Успенская, Жаксытагалинская, Жамансарысуйская и Уралбайская.

Успенская (IIIа) и Жаксытагалинская (IIIб) подзоны вытянуты в северо-восточном направлении и состоят из серии узких изоклинальных складок и чешуй с большим количеством крутых надвигов и взбросо-сдвигов. Первая представляет собой прогиб, заполненный карбонатно-терригенной формацией верхнего девона — нижнего карбона; она прорвана позднегерцинскими гранитами. Вторая выражена в виде сложной, наклоненной к юго-востоку моноклинали, в строении которой участвуют, главным образом, породы порфиритовой формации верхнего силура — девона (порфириты, порфиры, туфы, туфолавы), превращенные

в динамосланцы и прорванные раннегерцинскими гранитоидами. Эта моноклиналь сорвана со своего основания и надвинута на Успенскую подзону на расстояние до 15—20 км (Суворов, 1961).

Жамансарысуйская подзона (IIIв) представляет собой поднятие, дугообразно выпуклое к северо-западу. Основная роль здесь принадлежит флишондам лудловского яруса, на которых в разрозненных пологих мульдах с несогласием лежат формации девона и карбона — порфирировая, карбонатно-терригенная и порфирировая. В структуре подзоны преобладают глыбы разного размера.

Четвертая подзона Успенско-Уралбайской зоны — Уралбайская (IIIг) — характеризуется широким развитием порфирировой, карбонатно-терригенной и порфирировой формации, слагающих несколько изометричных мульд и кольцевые структуры. В мульдах развита своеобразная складчатость нескольких направлений, обусловленная усилиями горизонтального растяжения подзоны.

Нуринско-Тектурмасская и Успенско-Уралбайская зоны к северо-востоку погружаются и перекрываются огромной по размерам позднегерцинской впадиной, которую мы называем Токрауской зоной (IV). В строении этой зоны участвуют, не считая гетерогенного основания, одна мощная порфирировая формация (средний визе — пермь), разбитая сбросами и сдвигами на множество блоков с очень пологим залеганием вулканогенных пород. Северо-западный край Токрауской зоны имеет спасское направление, на востоке же зона изменяет пространственную ориентировку, причленяясь к меридиональному глубинному разлому.

К указанному разлому примыкает и еще одна, Кентерлауская подзона Балхашской зоны (Va), расположенная на его южном окончании. Она представляет собой крупное антиклинорное поднятие, в строении которого, снизу вверх, участвуют формации спилито-яшмовая, кремнисто-терригенная, флишoidная, вулканогенно-терригенная и верхняя молассовая. В разрезе подзоны устанавливается дальнейшее повышение возрастных границ ордовик-каменноугольного ряда формаций. Характерно отсутствие формаций порфирировой и порфирировой.

Из всего сказанного следуют два вывода:

1. В разрезе структурно-формационных зон и подзон спасского направления сохраняется (с местными изменениями) одна и та же последовательность в расположении формаций — от эффузивно-яшмовой (начально геосинклинальной) внизу к молассовой, порфирировой или угленосной (конечным геосинклинальным). При этом формации, на что уже обращалось внимание раньше (Суворов, 1961), с северо-запада на юго-восток переходят на все более высокие стратиграфические уровни.

2. Параллельно этому пространственная ориентировка зон и подзон, в полном соответствии с простираем каледонской складчатой дуги на западе Казахстана, закономерно изменяется от субширотного направления к субмеридиональному.

Структурно-формационные зоны чингизского направления

Структурно-формационные зоны чингизского направления располагаются к востоку от меридионального разлома. Чингизская зона (рис. 1,3 — VIII) охватывает осевую часть Чингизского антиклинорного поднятия и его юго-западный склон и хорошо сопоставляется с каледонско-раннегерцинскими складчатыми системами Алтая (Кузнецов, 1963). Она состоит из двух подзон — Абралинской и Чубартауской, разделенных надвигами.

В Абралинской подзоне (VIII б) выделяются 3 формационных ряда, характеризующие различные циклы геосинклинального развития. Первые два ряда (Pст и Ст₁ — O₁) являются неполными. Большинство пород этого возраста смято в линейные складки с простираем осей

от северо-западных до почти широтных. Последний ряд ($O_1 - C_1$) отражает завершённый геосинклинальный цикл. Региональные несогласия, связанные с крупными структурными перестройками, наблюдаются в основании порфиритовой (O_3), порфириной (D_{1-2}) и известняковой ($D_2^3 - C_1^1$) формаций. Большинство гранитоидных массивов образовалось в конце силура — начале девона. Отложения верхнего ордовика — нижнего силура дислоцированы в брахиформные складки или представляют собой моноклинальные блоки. Последние три формации, замыкающие цикл, распространены спорадически и выполняют довольно

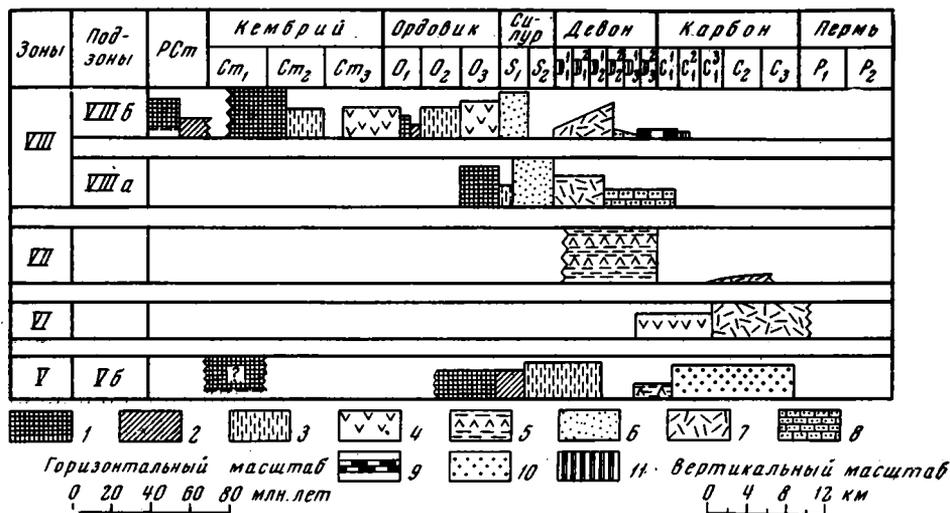


Рис. 3. Схема расположения формаций в разрезах структур чингизского направления

Формации: 1—эффузивно-яшмовая; 2—кремнисто-терригенная; 3—шлиоидная; 4—порфирировая; 5—вулканогенно-терригенная; 6—нижняя молассовая; 7—порфирировая; 8—карбонатно-терригенная; 9—известняковая; 10—верхняя молассовая; 11—угленосная

простые наложенные структуры. При этом, если в центральных частях Абралинской подзоны мощность порфириновой формации достигает 600—1400 м, то по юго-западному ее краю она возрастает до 4000 м; в наиболее прогнутых мульдах, как, например, в Кайнарской, появляется еще карбонатно-терригенная формация $D_2^3 - D_1^1$ (Асатуллаев и др., 1965).

В Чубартауской подзоне (VIII а) набор среднепалеозойских формаций (более древние формации почти не обнажены) заметно отличается от соответствующего формационного ряда Абралинской подзоны как по составу, так и по возрасту. Раннегеосинклинальные формации залегают значительно выше по разрезу, и их образование произошло за более короткий интервал (поздний ордовик — силур). Порфириновая формация отсутствует, а вместо известняковой получила развитие карбонатно-терригенная формация, охватившая гораздо больший возрастной интервал (живетский ярус — турне). Региональных несогласий и существенных разрывов во времени между отдельными формациями не наблюдается. Широко распространенная порфириновая формация (нижний — средний девон) согласно залегают на нижней морской молассе (венлок — лудлов). Несогласие отмечается внутри порфириновой формации (в основании эйфельского яруса) (Великовская и др., 1966); оно имеет, по-видимому, местный характер.

Структурные элементы Чубартауской подзоны ориентированы в северо-западном направлении. Отложения верхнего ордовика, силура и нижнего девона смяты в крупные линейные, нередко опрокинутые складки, осложненные, в свою очередь, мелкой складчатостью. Лежащие выше

толщи слагают обычно брахисинклинали, нарушенные довольно густой сеткой северо-западных разломов (крутонаклоненные сбросы, сдвиги, сбросо-сдвиги).

Следующая к юго-западу Карабулакская зона (VII) протягивается в виде узкой полосы северо-западного простирания. Она сложена мощной (свыше 5 км) вулканогенно-терригенной формацией, свидетельствующей о существовании на ее месте геосинклинального прогиба вплоть до начала карбона. Местами получила распространение порфи́ровая формация (С₂₋₃). В структуре зоны большую роль играют крутые продольные разрывы (сдвиги, сбросы), распределенные на ее площади крайне неравномерно. По границе с Чубартауской подзоной выделяется так называемая Каиндинская зона смятия, контролирующая размещение верхнепалеозойских гранитных интрузий (Кошкин, 1965).

Северо-Балхашская зона (VI) соответствует одноименной впадине и имеет треугольную в плане форму. На западе она примыкает к меридиональному разлому; южная ее граница проходит широтно вдоль северного склона Балхашского поднятия; северо-восточная граница параллельна Карабулакской зоне.

Главная роль в этой зоне принадлежит порфи́ровой формации, начало образования которой приходится на намюр (калмакэмельская свита), а конец на раннюю пермь; это определяет возраст зоны в основном как позднегерцинский. Породы характеризуются весьма пологим залеганием и разбиты разрывами различного простирания и генезиса на многочисленные глыбы. Широко развиты верхнепалеозойские гранитоиды. Основание порфи́ровой формации разнородное. По южной окраине обнажается порфи́ровая формация фамена — нижнего карбона, смятая в широтные брахискладки, сильно осложненные на востоке Тюлькуламской зоной разломов. На северо-востоке к ней следует относить каркаралинскую свиту (средний визе — нижний намюр), структурно связанную с подстилающими отложениями Карабулакской зоны.

Заканчивающая описываемый структурно-формационный ряд Саякская подзона (V б) занимает восточную часть Балхашского поднятия и имеет уже широтное простирание, которому подчинена ориентировка большинства структурных элементов. Набор формаций в ней такой же, как и в Кентерлауской подзоне (см. выше). Возраст флишоидной формации по сравнению с северо-восточными зонами здесь поднимается до среднего девона.

Таким образом, в зонах чингизской ориентации возрастная миграция формаций направлена с северо-востока на юго-запад. Это особенно заметно по залеганию порфи́ритовой и порфи́ровой формаций в разрезах Чингизской и Северо-Балхашской зон, а также по положению в них гранитоидов (Тихомиров, 1966). Пространственная ориентировка основных структур от хр. Чингиз к о. Балхаш постепенно изменяется от северо-западной до широтной.

Зона Центрально-Казахстанского разлома

Структуры чингизского и спасского направлений разделены меридиональной зоной разломов, которая, по геологическим данным, прослеживается на расстоянии свыше 350 км от сухой долины Кентерлау на юге до широты Баян-Аула на севере. Ширина зоны колеблется от 15 до 30 км. С ее южным продолжением связан Кентерлауский меридиональный выступ Балхашского поднятия, в пределах которого зона рассеивается и перебивается сдвигами северо-западного простирания. На севере, по нашим наблюдениям, она также перебивается северо-западными нарушениями. Вслед за В. Ф. Беспаловым, эту зону мы называем Центрально-Казахстанским разломом, хотя такое название и нельзя признать удачным.

Зона состоит из двух субпараллельных дизъюнктивных систем, резко ограничивающих ее с запада и с востока. Разломы имеют кулисное строение, причем каждая северная кулиса расположена относительно более южной, как правило, восточнее. Длина наиболее крупных кулис достигает 90 км, а самых коротких не превышает 20 км. Вблизи сместителей наблюдаются узкие (100—200 м) зоны дробления и окварцевания. Плоскости сместителей вертикальны или круто падают на запад; на зеркалах скольжения борозды ориентированы чаще всего по падению.

В рельефе разломы выражены преимущественно отрицательными формами; к ним часто приспособляются речные долины, как например, р. Тундык к северо-востоку от пос. Егендыбулак или р. Казангап. Вдоль западной системы кулис прослеживается денудированный уступ высотой в несколько десятков метров (поднято западное крыло).

По внутренней структуре зона разломов отличается от смежных территорий и характеризуется широким развитием как продольных, так и диагональных нарушений. Последние простираются в основном к северо-востоку и имеют крутые наклоны. В районе Егендыбулака большую роль играют северо-западные разломы, как бы проникающие в зону с востока. Здесь же отмечается наибольшее количество коротких меридиональных кулис. Почти на всем протяжении зона насыщена позднепалеозойскими гранитоидами, причем относительно небольшие массивы часто расположены в местах сочленения кулис (рис. 4). Характерны также длительно вытянутые пояса даек.

Главная роль в зоне разломов принадлежит нормальным сбросам, которые в средней, большей ее части обусловили ступенчатое опускание западных крыльев. Вертикальная амплитуда вдоль восточной системы разломов достигает 3—4 км, вдоль западной — 1,5 км (Асатуллаев и др., 1965). Южное и северное окончания зоны имеют горстообразное строение.

На отдельных участках Центрально-Казахстанского разлома имели место горизонтальные перемещения. Так, поднятый Кентерлауский блок дугообразно надвинулся на край Северо-Балхашской впадины, что вызвало довольно интенсивное расланцевание пород висячего (Кентерлауского) крыла. Вдоль кулис, ограничивающих с востока Спасский надвиговой пояс, происходили местные сдвиговые смещения. Между пос. Егендыбулак и Тоқылдақ дайки и трещины образуют перистый в плане структурный рисунок, отходя от западной системы меридиональных разрывов под острыми углами. По-видимому, западные крылья этих разрывов были частично вовлечены в движения покровных чешуй восточного окончания Спасского пояса. Наибольшая амплитуда горизонтального перемещения вдоль зоны Центрально-Казахстанского разлома не превышает 10—15 км.

По геофизическим данным, Центрально-Казахстанский разлом в виде зоны больших градиентов и смены характера гравитационного и магнитного полей отчетливо прослеживается на север до Кувского гранитного массива; на глубине же он достигает поверхности мантии. Падение зоны в целом западное, под углом 65—75°, смещение коры по вертикали составляет 5—6 км (Андреев и др., 1965).

По имеющимся геологическим данным, разлом активно проявился уже в девоне, вызвав перепад мощностей в разрезах северных нижне- и среднедевонских фациальных зон (от 3—4 км на западе до 1,5—2 км на востоке). О его существовании в то время говорят также меридионально вытянутые тела гранитоидов, известные восточнее пос. Егендыбулак (см. рис. 4), и полосы девонских субвулканических и жерловых образований, резко изменяющих простирание по мере удаления от разлома (Тихомиров, 1966). Еще южнее разлом сказывается в распределении

фаций и мощностей отдельных свит верхнепалеозойской порфировой формации (Асатуллаев и др., 1965; Щерба, 1966). Несомненно его контролирующее влияние и в размещении некоторых комплексов позднепалеозойских интрузий. Вероятно, в девоне и карбоне разлом постепенно

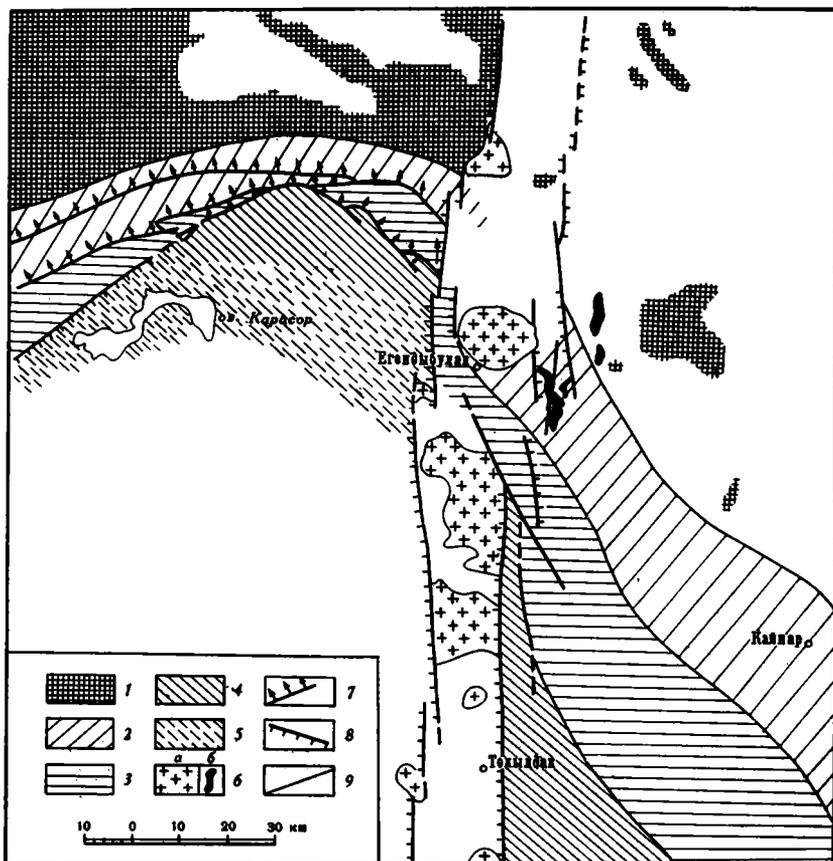


Рис. 4. Схема расположения фаций нижнего- среднего девона и интрузий верхнего палеозоя в зоне Центрально-Казахстанского разлома

1 — наземные эффузивно-пирокластические образования кислого состава (различные туфы, игнимбриты, туфолавы и лавы); 2 — эффузивы кислого, среднего и основного состава (порфиры и порфириты, часто миндалекаменные, прослои туфов); 3 — преимущественно континентальные осадочно-вулканогенные образования (пирокласты смешанного состава, редко лавы, терригенные и туфогенные породы); 4 — прибрежно-морские вулканогенно-осадочные отложения (туфопесчаники, песчаники, алевролиты, туфы средне-кислого состава); 5 — то же под более молодыми породами; 6 — при-разломные интрузии гранитоидов: верхнепалеозойские (а) и девонские (б); 7 — над-виги; 8 — сбросы; 9 — границы фациальных зон

разрастался с севера на юг, о чем говорит и расположение его кулис, которые, следуя в этом направлении, все более и более отодвигаются на запад (см. рис. 1). Можно думать, что кулисы зоны разлома являются своего рода отражением неравномерности его формирования.

На юге области сочленения, в Прибалхашье, Центрально-Казахский разлом конседиментно не проявлялся. Наблюдаемые некоторые различия в строении разрезов структурно-формационных подзон Va и Vб (изменение мощностей флишеидной и верхней молассовой формаций), обусловлены, по-видимому, самостоятельными глыбовыми движениями в лудлове — первой половине девона и в карбоне по системе разломов северо-западного простирания.

Структурно-формационные зоны и подзоны спасского и чингизского направлений, если их последовательно сравнивать от периферических частей рассматриваемой области к внутренним, заключают в себе черты и сходства и больших различий.

Чрезвычайно сходны, например, Северо-Карагандинская (Ia) и Абралинская (VIIIб) подзоны, имеющие, начиная с ордовика по нижний карбон, практически один и тот же формационный разрез (сравните рис. 2 и 3) и характеризующиеся развитием структур преимущественно германотипного облика. В обеих подзонах резко выражено каледонское несогласие, отвечающее по времени верхнему силуру. Спасская (Iв) и Чубартауская (VIIIа) подзоны имеют близкие по составу формации для более поздних отрезков времени девона и нижнего карбона, причем германотипность в их тектоническом строении исчезает: в Спасской подзоне развиваются чешуйчато-складчатые и складчато-покровные структуры, в Чубартауской — линейно-складчатые. В Нуринской подзоне (IIа) и Карабулакской зоне (VII) вскрываются сходные разрезы вулканогенно-терригенной (D) и порфировой (C₂) формаций, прихотливо смятые в брахиформные и моноклиналиные складки. В Токрауской (IV) и Северо-Балхашской (VI) зонах широко распространена верхнепалеозойская порфировая формация, имеющая всюду мозаично-глыбовое строение. В Кентерлауской (Va) и Саякской (Vб) подзонах обнажены одни и те же формации ордовика, силура, девона и карбона.

Сравнение палеозойских разрезов области сочленения показало, что здесь на больших расстояниях выдерживаются и фациальные комплексы. Так, например, в толщах нижнего — среднего девона отчетливо различается несколько фациальных зон, которые, сохраняя одну и ту же последовательность в пространственном расположении, прослеживаются из Спасско-Карагандинского района в Предчингизье.

Различия между структурно-формационными зонами спасского и чингизского направлений столь же велики, как и их сходство. В большинстве выделенных структурно-формационных зон спасского и чингизского направлений формации нижних частей палеозойского разреза построены соответственно по-разному. Так, в разрезе кембрия и нижнего ордовика Северо-Карагандинской (Ia) подзоны огромная роль принадлежит под родам яшмо-диабазовой формации, накопление которых протекало с большими перерывами; в Абралинской же подзоне (VIIIб) разрез более полный и кроме яшмо-диабазовой формации в том же возрастном интервале присутствуют формации флишоидная и порфиритовая. Для докембрия и палеозоя в первой подзоне могут быть намечены два цикла развития, во второй — три (см. рис. 2 и 3). В Спасской подзоне (Iв) основное видимого палеозойского разреза слагает порфиритовая формация ордовика, перекрытая порфировой формацией девона, в Чубартауской подзоне (VIIIа) ордовик представлен яшмо-диабазовой формацией; за которой без существенного перерыва следуют флишоиды ландовери, нижняя молассовая формация венлока—лудлова и девонская порфировая формация (с внутренней поверхностью несогласия). В Токрауской зоне (IV) порфировая формация позднего палеозоя начинается со среднего визе, в Северо-Балхашской (VI) — с позднего намюра (см. рис. 2 и 3).

Некоторые структурно-формационные подзоны спасского направления не находят себе аналогов в Предчингизье. Это относится прежде всего к Карагандинскому прогибу, который на северо-востоке почти целиком перекрыт Спасской надвиговой зоной (Суворов, Самыгин, 1965) и, выклиниваясь, не продолжается в Предчингизье. Тектурмасский антиклинорий к востоку погружается, перекрываясь позднепалеозойской порфировой формацией Токрауской зоны. Успенско-Уралбайская зона

(III) также скрывается под позднепалеозойской порфировой формацией Токрауской зоны. Таким образом, структуры спасского направления более многообразны, чем структуры чингизского направления, и, вследствие этого имеют значительно более сложные план и профиль и занимают более широкую вкрест простираемая площадь. К этому следует добавить, что среди структур спасского направления немаловажное значение принадлежит крупным надвиговым смещениям (Спасская, Успенская подзоны), которые в Предчингизье в таких масштабах не известны.

Наконец, следует отметить отличия в направленности тектонического развития структур спасского и чингизского направлений и неодинаковую их мобильность — по периферии рассматриваемой области более мобильными были восточные структуры, во внутренних частях — западные, о чем можно судить по соответствующим полноте и разнообразию палеозойских формаций.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Отмеченные выше черты сходства тектонических зон спасского и чингизского направлений позволяют, с одной стороны, рассматривать их как единые сооружения и даже объединить их в систему дугообразных, выпуклых к северо-востоку, структур. С другой стороны, эти зоны по сумме различий между ними с не меньшим правом можно разделить, а систему выпуклых к северо-востоку дуг прервать зоной меридионального глубинного разлома. Одни авторы доказывают первое положение, другие — второе. В целом же общая картина строения рассматриваемой территории остается неясной, противоречивой. Этому в значительной мере способствует, как нам кажется, принимаемое многими геологами двучленное деление восточной части Центрального Казахстана на каледониды и герциниды, границы которых очень расплывчаты.

Предпринятое авторами тектоническое районирование по структурно-формационному признаку позволило выделить здесь целый ряд палеозойских зон и подзон спасского и чингизского направлений и сопоставить их между собой. При этом наметились три генеральные тектонические единицы, которые вполне объясняют противоречивое соотношение выделенных зон и подзон (см. рис. 1).

Первая единица — это область устойчивого палеозойского, начиная со среднего — позднего ордовика, прогибания в центре рассматриваемой территории (северная часть Джунгаро-Балхашской провинции). Вторая единица — система структур северо-западного направления, от Чингиза до Алтая включительно; она объединяет фрагментарные остатки древних, главным образом раннепалеозойских складчатых дуг, выпуклых к юго-западу. Третья единица — система структур северо-восточного направления, входящая в состав дуг западной части Центрального Казахстана и Северного Тянь-Шаня, выпуклых к западу и ориентированных по отношению к алтайско-чингизским дугам под некоторым углом.

Конечные контуры центральной области прогибания определяются распространением позднепалеозойской порфировой формации (IV, VI), но в более ранние этапы развития эта область была значительно шире и охватывала некоторые периферические структурно-формационные зоны как спасского, так и чингизского направлений. Этим, вероятно, объясняется их сходство, наибольшее в разрезах девонского вулканического пояса. Различия же структурно-формационных зон спасского и чингизского направлений могут быть объяснены, в свою очередь, принадлежностью последних в раннем палеозое — силуре к разным системам дугообразных структур.

По расположению формаций горных пород в плане и разрезе устанавливается отчетливая миграция областей консолидации в течение всего палеозоя с северо-запада на юго-восток (спасское направление) и с се-

веро-востока на юго-запад (чингизское направление). В связи с воздыманием дугообразных систем и их разрастанием, а также в связи с сокращением по этой причине размеров центральной области прогибания, различия зон спасского и чингизского направлений на юго-востоке и юго-западе проявляются на все более высоких стратиграфических уровнях. Это еще раз подчеркивает условность деления рассмотренной территории Казахстана на каледониды и герциниды и делает ненужными поиски устойчивой границы между ними. Аналогичный вывод, но с других позиций, был сделан Н. Г. Марковой (1964).

Глубинный Центрально-Казахстанский разлом возник, очевидно, на стыке двух дугообразных складчатых систем. По мере сокращения Джунгаро-Балхашской геосинклинали он разрастался в южном направлении, выступая в качестве границы между структурно-формационными зонами разного простирания. В Балхашской зоне, где следов миграции структур мы уже не находим, изменения в разрезах палеозойских формаций связаны с северо-западными нарушениями; Центрально-Казахстанский разлом здесь затухает.

Литература

- Аксаментова Н. В., Антонюк Р. М. Стратиграфия и фации девонских отложений северо-западного Предчингизья. Изв. АН КазССР. Сер. геол., № 3, 1964.
- Андреев А. П., Бродовой В. В., Гольдшмидт В. И., Кузьмин Ю. И., Морозов М. Д., Эйдли Р. А. Размещение глубинных разломов в Казахстане. Изв. АН КазССР. Сер. геол., № 4, 1965.
- Андреев А. П., Бродовой В. В., Гольдшмидт В. И., Кузьмин Ю. А., Морозов М. Д., Эйдли Р. А. Размещение основных разломов земной коры в Казахстане и связь с ними ареалов интрузивного магматизма (по геофизическим данным). Сов. геология, № 8, 1966.
- Антонюк Р. М., Аксаментова Н. В. Верхний ордовик и нижний силур северо-западного Предчингизья. Изв. АН КазССР. Сер. геол., № 6, 1964.
- Асатуллаев Н. Р., Беляков Л. В., Дорохов И. Л., Журавлев Б. Я., Кац Я. Г., Михайлов А. Е., Тихомиров В. Г., Успенский Е. П. О тектонике области сочленения структур Чингиза и Прибалхашья (Центральный Казахстан). Сов. геология, № 4, 1965.
- Беспалов В. Ф. Джунгаро-Балхашская герцинская геологическая провинция. В кн. «Вопросы геологии Азии», т. I, Изд-во АН СССР, 1954.
- Беспалов В. Ф. Гидротермально-измененные породы Джунгуро-Балхашской геологической провинции (Восточный Казахстан). Сов. геология, сб. 51, 1956.
- Богданов А. А. Основные черты палеозойской структуры Центрального Казахстана. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., т. XXXIV, вып. 1, 1959.
- Богданов А. А., Зайцев Ю. А., Мазарович О. А., Максимов А. А., Тихомиров В. Г., Четверикова Н. П. Тектоническое районирование палеозойского массива Центрального Казахстана. Вестн. Моск. ун-та. Геология, № 5, 1963.
- Борукаев Р. А. Развитие тектонических структур северо-востока Центрального Казахстана. Изв. АН КазССР. Сер. геол., вып. 18, 1954.
- Борукаев Р. А. (ред.) Геология Чингизской геосинклинали (Центральный Казахстан) Тр. Ин-та геол. наук АН КазССР, т. 5, Изд-во АН КазССР, 1962.
- Великовская Э. М., Журавлев Б. Я., Успенский Е. П. О структурно-фациальных зонах юго-западного склона хр. Чингиз, Вестн. Моск. ун-та, геол., № 2, 1966.
- Геологическое строение Центрального и южного Казахстана. Материалы Всес. н.-и. геол. ин-та. Сер. нов., вып. 41, Госгеолиздат, 1961.
- Казанли Д. Н. Структура Центрального Казахстана на основании анализа гравиметрического и магнитного полей. Изв. АН КазССР. Сер. геол., вып. 20, 1955.
- Канфельд О. М., Мазарович О. А., Турзина В. В. Геологическое строение северного обрамления Карагандинского бассейна. Вестн. Моск. ун-та. Геология, № 6, 1962.
- Колмогоров Ю. А., Куминова М. В., Гольденберг Е. С. О некоторых глубинных разломах юго-восточной части Центрального Казахстана (по аэромагнитным данным). Вестн. АН КазССР, № 7, 1959.
- Кошкин В. Я. Девонские отложения Северного Прибалхашья и Предчингизья. «Материалы по геол. и полезн. ископаемым Казахстана», вып. 1 (26), 1961.
- Кошкин В. Я. Роль продольного сдавливания в образовании тектонических структур земного шара. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 9, 1965.
- Кузнецов В. А. Тектоническое районирование и основные черты эндогенной металлогении Горного Алтая. Тр. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, вып. 13, Изд-во АН СССР. Новосибирск, 1963.

- Маркова Н. Г. Закономерности размещения разновозрастных складчатых зон на примере Центрального Казахстана. В кн. «Складчатые области Евразии» (материалы совещания по проблемам тектоники в Москве), Изд-во «Наука», 1964.
- Михайлов Н. П. Общие закономерности распространения ультраосновных и основных интрузий в Восточном Казахстане. Сов. геология, № 7, 1958.
- Никитина Л. Г., Аксаментова Н. В. Вулканогенные формации девона. В кн.: «Вулканогенные формации северной части Центрального Казахстана». Тр. Ин-та геол. наук АН КазССР, т. 13, Изд-во АН КазССР, 1965.
- Северюгин Н. А. Стратиграфическая схема нижнего карбона юго-западной части Зайсан-Иртышской геосинклинальной зоны. Тр. совещ. по унификации стратиграф. схем допалеозоя и палеозоя Вост. Казахстана, т. II, Изд-во АН КазССР, Алма-Ата, 1960.
- Суворов А. И. Успенская зона Центрального Казахстана и ее некоторые аналоги. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 8, 1961.
- Суворов А. И. Спасская зона Центрального Казахстана и некоторые вопросы сдвиговой тектоники. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 9, 1963.
- Суворов А. И., Самыгин С. Г. Матакский тектонический покров в Центральном Казахстане. Докл. АН СССР, т. 153, № 1, 1963.
- Суворов А. И., Самыгин С. Г. О тектоническом сближении фаций по крупным надвигам. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 5, 1965.
- Тихомиров В. Г. Структурно-фациальная зональность и магматизм палеозоя юго-западного склона Чингизского мегантиклинория и смежных территорий Балхашского мегасинклинория. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы, Отд. геол., т. XLI, вып. 1, 1966.
- Щерба Г. Н., Колмогоров Ю. А., Куминова М. В., Мирошниченко Л. А. О глубинных подвижных зонах Центрального Казахстана. Изв. АН КазССР. Сер. геол., вып. 1 (46), 1962.
- Щерба И. Г. Некоторые черты развития северной части Джунгаро-Балхашской геосинклинали в среднем и верхнем палеозое. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., т. XLI, вып. 6, 1966.

Геологический институт
АН СССР

Статья поступила
2 февраля 1967 г.

УДК 551.24

Э. Н. ЯНОВ

О НЕКОТОРЫХ ТИПАХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУР ПОДВИЖНЫХ ПОЯСОВ

Предлагается различать складчатые (геосинклинальные) и постконсолидационные орогенные подвижные пояса, а в пределах первых — геосинклинальные области и складчатые (эпигеосинклинальные орогенные) области. Отмечается асинхронность развития подвижных областей как в масштабах Земли, так и в пределах одного подвижного пояса, отсутствие общепланетарных фаз и эпох складчатости, сходство типов развития некоторых разновозрастных подвижных областей и различие типов развития ряда одновозрастных подвижных областей. В связи с этим метод тектонического районирования «по возрасту главной складчатости» вряд ли можно считать удовлетворительным.

В настоящее время нет единого мнения, какие тектонические подразделения, кроме платформенных и геосинклинальных областей, следует различать в пределах континентов. Поэтому необходимо обосновать само выделение основных типов тектонических структур.

В связи с тем, что понятие «геосинклинальная область» достаточно полно, хотя и не всегда однозначно охарактеризовано в советской геологической литературе (Архангельский и Шатский, 1933; Архангельский и др., 1937, 1941; Васильковский, 1959, 1960; Милановский, 1929; Муратов, 1965; Николаев, 1954; Хаин и Шейнманн, 1960; Хаин, 1964; Шатский, Богданов и др., 1957; Шейнманн, 1959; Штрейс, 1947 и др.), мы не будем его подробно рассматривать. Отметим лишь, что геосинклинальные области являются максимально раздробленными, наиболее подвижными участками земной коры, развитие которых определяется формированием глубинных разломов. Они характеризуются чередованием участков коры различных типов — от континентального до субокеанического и соответствующей латеральной неоднородностью верхней мантии. Тектонические движения в геосинклинальных областях отличаются большой амплитудой, скоростью и контрастностью, преобладает погружение. Вообще, основоположники учения о геосинклиналях (Дарп, 1873; От, 1932 и др.) подчеркивали, что геосинклинали являются областями интенсивного прогибания и накопления осадков и никогда не называли так горные цепи, образующиеся на месте геосинклиналей после их замыкания. Замыкание геосинклиналей определенной геосинклинальной области может быть неодновременным, но после замыкания последних геосинклиналей начинается сводовое поднятие всей области обычно с формированием горного рельефа — «общая инверсия».

Возникающие на месте геосинклинальной области глыбово-складчатые горные сооружения с межгорными впадинами представляют собой новый самостоятельный структурный элемент земной коры. Это подчеркивал еще Е. В. Милановский (1929).

Многие геологи (Богданов, 1947, 1954; Сапожников, 1948; Михайлов, 1953; Мелешенко и др., 1960; Белова и др., 1961; Крылов и др., 1964; Янов, 1966) признают самостоятельность периода развития, следующего за общей инверсией геосинклинальной области и предшествующего воз-

никновению молодой платформы (квазиплатформы). Для него предложены различные наименования: «орогенный» (А. А. Богданов), «полуплатформенный» (Д. Г. Сапожников), «постумный» (А. Е. Михайлов), «переходный» (В. С. Мелешенко и Э. Н. Янов), «межгорно-впадинный» (М. Б. Белова и В. Г. Васильев).

Автор считает наиболее пригодным термин «переходный период развития» (соответственно характеризующей его переходной группе формаций, названной так Г. А. Ивановым и позднее Л. Б. Рухиным).

Прочие термины страдают существенными недостатками. «Орогенным», или «межгорно-впадинным», можно назвать не только период развития, непосредственно следующий за геосинклинальным, но и период постконсолидационной активизации, когда также возникают горные системы. Скорее, можно было бы говорить об «эпигеосинклинальных орогенных областях». Наименование «полуплатформа» предполагает близкое родство рассматриваемых структурных элементов с платформами, чего не наблюдается в действительности. Против употребления термина «постумный период» обоснованно возражал Н. И. Николаев (1954), указавший, что первоначально Э. Зюсс назвал постумными складки, возникшие после периода полного тектонического покоя на месте древних складок и наследующие некоторые их черты. А. Л. Яншин тоже называл так тип складчатости.

Н. С. Шатский (1946) вообще отрицал необходимость выделения переходного периода развития, ссылаясь на его крайнюю непродолжительность, по сравнению с геосинклинальным и платформенным периодами. Однако продолжительность переходного периода развития, которая вообще несколько меньше длительности геосинклинального развития данного участка земной коры, может достигать сотен миллионов лет, а характеристика этого периода развития достаточно своеобразна.

Для переходного периода развития характерно преобладание восходящих движений и господство континентального режима (глыбовые горы с межгорными впадинами); моря, проникающие в складчатые области переходного периода развития, обычно мелкие, эпиконтинентальные. Дифференцированные радиальные тектонические движения создают глыбовые структуры (Мирчинк, 1940) с многочисленными разломами, по которым иногда происходят мощные наземные излияния лав андезитовой, андезито-базальтовой, трахиандезит-базальтовой, отчасти и липаритовой формаций. Вообще разрывная форма дислокаций начинает преобладать над пликвативной. Складки образуются, преимущественно, в результате дифференцированных вертикальных движений жестких блоков фундамента (германотипная или штамповая складчатость).

Скорости осадконакопления в складчатых областях переходного периода развития снижаются, по сравнению с геосинклинальным периодом, а суммарная площадь бассейнов осадконакопления обычно сокращается. Мощности переходных структурных комплексов, в общем, меньше мощностей геосинклинальных структурных комплексов, хотя иногда достигают 8—14 км. Характерна меньшая контрастность — градиент изменения мощностей, чем в геосинклинальных областях. Из осадочных формаций типичны молассоидные, молассовые (последние — в краевых прогибах), красноцветные песчано-алевритовые, соленосные, угленосные лимнические межгорные и предгорные, угленосные лимнические и паралические в краевых прогибах и т. д.

Вулканогенные породы, в общем, отличаются повышенной щелочностью. Интрузивная деятельность, по сравнению с геосинклинальным периодом развития, значительно ослабевает. Характерны щелочно-гранитовая, лейкогранит-алаяскитовая, граносиенит-сиенитовая, габбро-сиенитовая формации, формация щелочных габброидов, щелочных и нефелиновых сиенитов, щелочно-ультраосновная с карбонатитами.

Строение земной коры, как и в геосинклинальных областях, сильно дифференцировано в латеральном направлении, но максимальные мощности коры в зонах поднятий значительно возрастают (до 50—60 км) при наличии мощного «гранитного» слоя (до 25—30 км), часто гораздо более мощного, чем «базальтовый» слой. В прогибах мощность «гранитного» слоя сокращается иногда до полного его выклинивания.

Переходный период развития завершается значительной консолидацией складчатых областей и пенепленизацией их горных поднятий с соответствующей гомогенизацией строения земной коры и уменьшением ее максимальных мощностей (примерно до 40 км). На месте областей, переживших переходный период развития (обычно нескольких областей и поясов) возникают молодые платформы (квазиплатформы).

Желание объединить одним наименованием геосинклинальные и возникающие на их месте складчатые области (вообще коренным образом отличные друг от друга) естественно. Для этой цели подходит термин «подвижные области» (Красный, 1961).

Подвижные области обычно объединяются в более крупные планетарные структуры — «подвижные (мобильные) пояса». Последний термин использовал еще В. Бухер (Bucher, 1933), затем В. А. Николаев (1944), Н. С. Шатский (1946), а позднее многие другие геологи. Одни из них (Хаин, 1964; Муратов, 1965 и др.) называют подвижным поясом совокупность всех разновозрастных геосинклинальных и складчатых областей, расположенных между двумя платформами; другие (Красный, 1961; Янов, 1964) объединяют в подвижный пояс те соседние подвижные области, которые характеризуются определенной общностью строения, типа и истории развития (например, Урало-Тяньшанский, или Саяно-Казахстанский подвижной пояс). К тому же автор, в отличие от М. В. Муратова (1965) и К. В. Боголепова (1965), не включает в состав подвижных поясов возникающие на их месте молодые платформы (квазиплатформы). Во всяком случае, подвижный пояс (в любом понимании) включает несколько подвижных областей, находящихся на разных стадиях развития, и обычно характеризуется полициклическостью развития.

Можно различать два типа подвижных поясов континентов: одни из них объединяют геосинклинальные и складчатые (эпигеосинклинальные орогенные) области; другие — области постконсолидационной активизации. Первый тип Ю. М. Шейнманн (1959) назвал складчатыми (геосинклинальными) подвижными поясами. Второй тип В. Е. Хаин (1964, 1965) именовал сначала «геоантиклинальными подвижными поясами», а потом (удачнее) — «возрожденными (эпиплатформенными) орогеническими поясами»; может быть, лучше в этом случае говорить о «постконсолидационных орогенных поясах».

Однако некоторые геологи (Шульц, 1958 и др.) объединяют области активизации и складчатые (эпигеосинклинальные орогенные) области в единую категорию — «области горообразования», или «орогенные области». К. В. Боголепов (1965), напротив, складчатыми поясами именуется как собственно «складчатые (геосинклинальные)», так и постконсолидационные орогенные пояса и квазиплатформы (молодые платформы).

Конечно, и активизированным областям, и складчатым областям переходного периода развития свойствен режим горообразования, однако они различаются по предшествующей истории и по строению земной коры.

Активизированные области характеризуются проявлением резко дифференцированных, преимущественно восходящих вертикальных движений с образованием тлыбовых горных систем с межгорными впадинами и грабенами. В пределах поднятий областей новейшей активизации наблюдаются максимальные (до 60 км и более) мощности земной коры с «базальтовым» слоем, более мощным, чем «гранитный» слой (Масай-

тис, Старицкий, 1964). Следовательно, по отношению мощностей «базальтового» и «гранитного» слоев они отличаются от складчатых областей переходного периода развития (для последних, за исключением впадин, характерно развитие более мощного «гранитного» слоя). Если учесть, что горные поднятия в областях активизации возникают в геологически короткие сроки на месте пенепленизированных участков (мощность коры которых вряд ли превышала 40 км), можно считать, что эти области характеризуются быстрым наращиванием материковой коры («базальтового» ее слоя), может быть, в результате фазовых или полиморфных превращений вещества верхней мантии.

В активизированных областях отмечено внедрение кислых, основных и щелочных интрузий и излияния лав того же состава или близких к андезитам. Последнее, впрочем, не всегда имеет место. Наиболее характерна для областей активизации плато-базальтовая формация, которая к тому же, в отличие от базальтовых формаций переходного периода развития, тяготеет не к межгорным впадинам, а, скорее, к зонам поднятий.

Активизированные области развиваются (по крайней мере с палеозоя, но в особенности в кайнозое) как на месте квазиplatform и складчатых областей, так и в отдельных участках собственно платформ. При этом происходят перестройки земной коры и ее структур. Вообще, активизированные области нуждаются в более дробной классификации. В частности, намечаемые В. Е. Хаиным (1965) типы возрожденных орогенических поясов — перигеосинклинальные, внутриматериковые и периокеанические — очевидно, соответствуют и разным типам процессов активизации. Эти области могут классифицироваться также по режиму тектонических движений, характеру магматизма, осадконакопления и т. д.

Соотношения охарактеризованных выше типов структур может быть показано в виде таблицы.

Периоды тектонического развития	Главнейшие тектонические подразделения	
Постконсолидационной активизации	Активизированные области, постконсолидационные орогенные пояса	
Стабилизации (квазиplatform-менный)	Квазиplatformы (молодые платформы)	
Переходный	Складчатые (эпигеосинклинальные орогенные) области	Подвижные области, складчатые (геосинклинальные) подвижные пояса
Геосинклинальный	Геосинклинальные области	

Одним из важнейших достижений советской геотектоники за последнее двадцатилетие следует считать вывод об отсутствии общепланетарных фаз и эпох складчатости. Последнее заключение особенно ясно сформулировал, на основе изучения обширных материалов по тектонике Евразии, А. Л. Яншин (1965), который пишет: «складчатые и горообразовательные движения в некоторых зонах каледонид еще продолжались, когда в других областях уже началось формирование наиболее ранних сооружений, относимых к герцинидам. Герцинские складчатые сооружения в разных местах имеют плавно изменяющийся возраст от конца среднего девона до начала верхнего триаса, но уже в послекарнийский век началась главная складчатость древних мезозойд Индокитая и Сикана».

Можно только сожалеть, что А. Л. Яншин и большинство других тектонистов, понимая, что общепланетарных эпох складчатости не существует, продолжают, например, именовать герцинидами складчатые системы Азии, не имеющие ничего общего с европейскими герцинидами

ни по времени, ни по типу развития, ни по характеру структур, осадочно-накопления и магматизма. Неясно, какую ценность может иметь объединение под наименованием «герцинид» («тектоническая карта Евразии») — с одной стороны, европейских герцинид, геосинклинальный период развития которых продолжался в течение раннего и среднего палеозоя и закончился в раннем карбоне, причем в ранней перми начал формироваться уже квазиплатформенный чехол, а с другой стороны, Таймырской складчатой системы, геосинклинальное развитие которой началось в позднем палеозое, когда геосинклинали герцинид уже замкнулись и закончилось в триасе, когда на месте герцинид существовала квазиплатформа (молодая платформа). По типу развития Таймырская складчатая область резко отличается от герцинид Европы и, напротив, сходна с мезозоидами Верхоянья, к которым она гораздо ближе и по возрасту.

Вообще, представление о сравнительно кратковременных (герциниды, каледонида и т. п.) всеобщих (или характерных для Атлантического сегмента в целом) этапах или стадиях развития земной коры основывается на некоторых привычных, но недостаточно обоснованных представлениях. Различие типов развития каледонид и герцинид видят, например, в том, что завершение геосинклинального развития каледонид практически не сопровождается формированием интрузий гранитоидов и что только для каледонид (но не для герцинид) характерен переходный (орогенный) период развития с образованием межгорных впадин. Последние А. Л. Яншин (1965) даже выделил в особую категорию «эпикаледонских впадин». В связи с этим признается «незавершенность» каледонского цикла, в отличие от герцинского, что доказывается также отсутствием краевых прогибов, связанных с «каледонидами».

Однако и в Саяно-Алтайской и в Центрально-Казахстанской складчатых областях, относимых обычно в каледонидам, в конце геосинклинального периода развития, в силуре, формировались многочисленные массивы гранитоидов, многие из которых достигают батолитовых размеров.

Переходный период развития для герцинских складчатых областей столь же характерен (Крылов и др., 1964), как и для каледонских, хотя и был менее продолжительным (в европейских герцинидах — средний — поздний карбон, в казахских герцинидах — средний карбон — начало триаса). Причем для последних образование крупных межгорных впадин не менее обычно, чем для соседней «каледонской» Саяно-Алтайской складчатой области, но формировались они более кратковременно (в позднем палеозое).

Отсутствие краевых прогибов, связанных с каледонидами, также объясняется какой-то «незавершенностью» геосинклинального развития последних или тем, что в их пределах после замыкания геосинклиналией не возникал горный рельеф. Судя по наличию мощнейших конгломератовых толщ, в Саяно-Алтайской складчатой области, например, на многих участках в девоне существовал высокогорный рельеф. Отсутствие же краевых прогибов, скорее, связано с особенностями структурного положения складчатых систем каледонид и их аналогов: европейские каледонида примыкают к Балтийскому щиту, а на границах щитов, как установил Н. С. Шатский, краевые прогибы развиваются редко; Саяно-Алтайская складчатая область граничит с Байкальской складчатой областью, которая в девоне также испытывала преимущественное поднятие с образованием расчлененного рельефа. На границе двух последних областей в среднем девоне заложились Рыбинская и Кемчугская впадины, которые могли бы рассматриваться в качестве краевого прогиба, если бы не располагались между двумя разновозрастными горными сооружениями, ввиду чего их приходится считать межгорными впадинами. Таким образом, можно говорить не о «незавершенности» геосинклинального развития «каледонид», а о незавершенности переходного периода

развития байкалид. Видимо, подобные структурные соотношения помешали образованию краевых прогибов и у других аналогов каледонид.

Наконец, непонятно, как можно считать каледонский и герцинский этапы различными этапами развития земной коры (Яншин, 1965), если европейские каледониды и герциниды в значительной мере одновозрастны (геосинклинальный период развития первых охватывает ранний палеозой и начало среднего палеозоя, а вторых — ранний и средний палеозой).

Вряд ли можно согласиться с А. Л. Яншиным (1965) и в том, что мезо-кайнозойские геосинклинальные области отличаются от палеозойских наличием в них срединных массивов: типичные срединные массивы (Кокчетавский, Тувинско-Монгольский) имеются и среди палеозойских Центрально-Казахстанской и Саяно-Алтайской складчатых областей.

Кажется более правильным на тектонических картах материков и мира показывать складчатые области разных типов развития (как это предложено Т. Н. Спизарским, 1964), отражая, кроме того, реальную продолжительность и время проявления различных периодов и этапов их развития и учитывая при этом возможность повторения геосинклинальных циклов (не планетарных, а региональных) в одной складчатой области. Тектоническое же районирование «по возрасту главной складчатости» вряд ли можно считать удовлетворительным.

Конечно, нельзя отрицать эволюцию тектонических процессов в истории Земли: геосинклинальные и складчатые области раннего протерозоя отличались по типу развития от позднепротерозойско-палеозойских и тем более от мезо-кайнозойских. Однако, если брать более короткие стрезки геологического времени, соответствующие «эпохам складчатости», то часто одновозрастные подвижные области больше различаются по типу развития, чем разновозрастные.

Кроме того, важно учитывать некоторую автономность и асинхронность тектонического развития соседних подвижных областей в пределах одного складчатого (геосинклинального) пояса, а также взаимное влияние процессов тектогенеза в этих областях.

В одном складчатом (геосинклинальном) поясе могут соседствовать подвижные области, находящиеся на весьма различных стадиях развития.

Примеров подобных соотношений можно привести весьма много. Ограничимся несколькими. Так, Саяно-Алтайская геосинклинальная область, заложившаяся в позднем протерозое и находившаяся тогда на раннегеосинклинальном этапе развития, сочленялась в пределах Восточного Саяна с геосинклинальной областью байкалид позднегеосинклинального этапа развития, а с раннего кембрия — со складчатой областью байкалид. Джунгаро-Балхашская и Обь-Зайсанская геосинклинальные области раннегеосинклинального этапа развития (рис. 1) граничили в девоне с разновозрастными складчатыми областями переходного периода развития в пределах Саяно-Казахстанского и Байкальского складчатых поясов. По данным М. В. Муратова (1965) и Л. И. Красного и др. (1966), в пределах северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса Курило-Восточно-Камчатская геосинклинальная система раннегеосинклинального этапа развития граничит ныне с Камчатско-Корякской геосинклинальной системой позднегеосинклинального этапа развития, а последняя — со складчатой областью мезозойского северо-востока СССР. По материалам В. Д. Чеховича (1965), в Карибском бассейне также имеются разновозрастные складчатые области переходного периода развития (начавшегося с конца эоцена) и современные геосинклинальные системы, граничащие с ними и между собой (рис. 2), причем геосинклинальная система Больших Антилл, видимо, заложилась в конце юры и уже в позднем мелу — эоцене вступила в позднегеосинклинальный этап развития, Центрально-Американская

геосинклинальная система возникла позднее — в позднем мелу-эоцене и позднегеосинклинальный этап ее развития начался в конце миоцена, а геосинклинальная система Малых Антилл заложилась в олигоцене и находится на раннегеосинклинальном этапе развития. И. В. Архипов,



Рис. 1. Палеотектоническая схема центральной части Саяно-Казахстанского подвижного пояса для среднего — позднего девона

1—Байкальская складчатая область (I), сформировавшаяся в раннем кембри (а — поднятия, б — межгорные впадины); 2—8—Саяно-Казахстанский подвижной пояс. 2—6—складчатые области переходного периода развития, сформировавшиеся в раннем девоне (II — Центрально-Казахстанская; III — Саяно-Алтайская); 2 — глыбовые поднятия; 3 — зоны прогибания (а — слабого, б — сильного); 4 — межгорные впадины; 5 — пригеосинклинальные прогибы; 6 — краевой вулканический пояс; 7—8—геосинклинальные области (IV — Джунгаро-Балхашская, сформировавшаяся в раннем палеозое; V — Обь-Зайсанская, сформировавшая в раннем-среднем девоне); 7—геосинклинали (а — внутригеосинклинальные прогибы, б — внутригеосинклинальные поднятия); 8 — срединный массив; 9 — геосинклинальные области Урало-Тяньшанского подвижного пояса (VI — Уральская, VII — Тяньшанская), а — внутригеосинклинальные прогибы, б — внутригеосинклинальные поднятия; 10 — крупнейшие разломы, активные в девоне

М. В. Мурадов, Е. С. Постельников (1964) указывают, что в пределах Альпийской складчатой (геосинклинальной) пояса имеются Тибетско-Малайская складчатая область, переходный период развития которой уже закончился (в раннем мелу), Альпийско-Гималайская складчатая область, вступившая в переходный (орогенный) период развития в неогене, и Индонезийская современная геосинклинальная система.

Сходные соотношения привели А. Л. Яншина (1965) к выводу (который трудно признать правомерным), что «зона складчатости одного возраста может по простиранию, постепенно удревяясь или омолаживаясь, переходить в зону складчатости другого возраста. Такие постепенные переходы, несомненно имеются между байкалидами Западного Забайкалья и каледонидами Алтае-Саянской области, между герцинидами Южного Таймыра и мезозоидами Верхоянья...». Однако в этих

конкретных случаях, упомянутых А. Л. Яншиным, имеются не постепенные переходы, а торцовое сочленение по глубинным разломам асинхронно развивающихся подвижных областей.

В связи с этим представляет интерес рассмотрение слабо еще разработанного вопроса о пространственных соотношениях и взаимодействии смежных разновозрастных, асинхронно развивающихся подвижных областей.

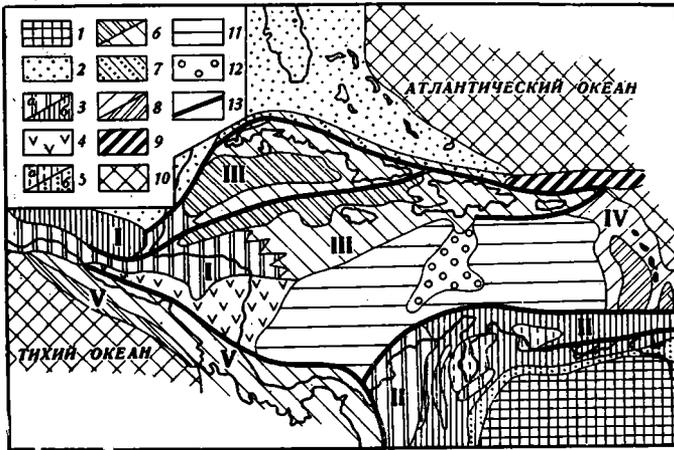


Рис. 2. Схема тектонического районирования Карибского бассейна (по В. Д. Чеховичу, 1965 — упрощенно)

1—Бразильская платформа; 2—Юкатано-Багамская плита эпипалеозойской платформы; 3—5—складчатые области переходного периода развития (1—Мексика и Гватемала, II—Колумбийских и Венесуэльских Кордильер); 3—геосинклинальные структурные комплексы, а—палеозойские, б—мезозойские (в Мексике) и мезо-кайнозойские (в Колумбии и Венесуэле); 4—краевой вулканический пояс; 5—переходный структурный комплекс (постэоценовый), а—межгорные впадины, б—краевой прогиб; 6—9—современные геосинклинальные системы (III—Больших Антилл, IV—Малых Антилл, V—Центрально-Американская); б—геосинклинальные системы позднегеосинклинального этапа развития (Больших Антилл—с конца мела—и Центрально-Американская—с конца миоцена), а—геосинклинали, б—геоантиклинали; 7—внешний карбонатный прогиб; 8—геосинклинальная система раннегеосинклинального этапа развития (Малых Антилл), а—вулканические гряды, б—межгрядовые впадины; 9—внешний глубоководный желоб; 10—области океанического дна; 11—изометричные глубоководные впадины; 12—изометричные подводные поднятия; 13—крупнейшие разломы

Структурные соотношения подвижных областей могут быть разнообразны. Весьма обычно сочленение их по глубинным разломам (в том числе торцовое сочленение): каледониды и герциниды Европы, альпиды и герциниды Европы, Уральская складчатая область, пересекающая под углом структуры протерозоид Тимана и фундамента Западно-Сибирской низменности, Верхоянская и Камчатско-Корякская, Тибетско-Малайская и Индонезийская подвижные области и многие другие. Иногда геосинклинальные области, накладываясь на более древние складчатые системы, затухают по простиранию: Новоземельская геосинклинальная область, в среднем палеозое «затухавшая» в северо-восточном направлении; современная геосинклинальная система Больших Антилл (Чехович, 1965), «затухающая» на запад у берегов Мексики (см. рис. 2).

Большой интерес представляет изучение структур формирующихся на границах действующих геосинклинальных и складчатых (эпигеосинклинальных орогенных) областей. Из них наибольшей известностью пользуются вулканические пояса, которые возникают в пределах одной (Казахстанский девонский вулканический пояс) или нескольких разновозрастных складчатых областей (Чукотско-Катазиатский мезозойско-палеогеновый вулканический пояс) вдоль границы с более молодой гео-

синклинальной областью и формируются под воздействием геосинклинальных процессов последней.

Иногда в пределах складчатых областей и крупных срединных массивов на границе их с действующими геосинклиналями возникают своеобразные «пригеосинклинальные прогибы» (Мелешенко и Янов, 1960; Янов, 1963; Громов, 1963). Фазам интенсивных тектонических движений в геосинклинальной области часто отвечают этапы активизации глыбовых движений в смежных складчатых областях (Янов, 1963, 1966).

В целом современное развитие геотектоники серьезно подорвало убеждение в существовании планетарных, или охватывающих несколько материков, тектонических циклов (даже, если называть их «этапами развития земной коры»), при завершении каждого из которых замыкаются все геосинклинали, а затем уже закладываются геосинклинали нового цикла. Выявляется, скорее, ступенчатое развитие земной коры, проявляющееся в неодновременном заложении и замыкании геосинклинальных областей, развивающихся асинхронно. Вследствие этого в любой момент истории Земли (с архея) на ней (и даже в пределах отдельно взятого подвижного пояса) имеются геосинклинальные области, находящиеся на разных стадиях развития. По-видимому, процессы преобразования вещества верхней мантии, обуславливающие геосинклинальное развитие, протекают более или менее автономно в пределах каждого мегаблока коры и верхней мантии, образующего геосинклинальную область.

Вряд ли можно, без исчерпывающих доказательств, отрицать и возможность проявления общепланетарных и синхронных тектонических движений. Однако геосинклинальное развитие тех или иных регионов (и особенно время его завершения) было бы плохим индикатором планетарных тектонических движений (если последние существуют), так как оно определяется в первую очередь локальными (в масштабах Земли) процессами в верхней мантии.

Литература

- Архангельский А. Д. и Шатский Н. С. Схема тектоники СССР. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., вып. 4, 1933.
- Архангельский А. Д. и др. Краткий очерк геологической структуры и геологической истории СССР. Изд-во АН СССР, 1937.
- Архангельский А. Д. Геологическое строение и геологическая история СССР. Т. 1. Гостоптехиздат, 1941.
- Архипов И. В., Муратов М. В., Постельников Е. С. Основные черты строения и истории развития Альпийской геосинклинальной области. Докл. сов. геол. на XXII сесс. Междунар. геол. конгр. Проблема II. Изд-во «Недра», 1964.
- Белова М. Б., Васильев В. Г. и др. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Камчатки. Гостоптехиздат, 1961.
- Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. Госгеолтехиздат, 1954.
- Билибин Ю. А. Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. Госгеолтехиздат, 1955.
- Богданов А. А. О герцинской структуре Южного Урала. Вопр. теоретич. и прикл. геологии, вып. 4, 1947.
- Богданов А. А. Тектоника западной части Центрального Казахстана. Сов. геология, сб. 41, 1954.
- Боголепов К. В. К вопросу о стадиях развития земной коры. Геология и геофизика, № 6, 1965.
- Васильковский Н. П. К теории земной коры. Тр. СНИИГГИМС, вып. 5, Госгеолтехиздат, 1959.
- Васильковский Н. П. Учение о геосинклиналях в свете современной геологии. Тр. СНИИГГИМС, вып. 13, Госгеолтехиздат, 1960.
- Громов Ю. Я. Краевые прогиба срединных массивов. Тр. Всес. н.-и. геол. ин-та, Нов. сер., т. 85, 1963.
- Красный Л. И. Подвижные области и вопросы их номенклатуры. Сов. геология, № 10, 1961.
- Красный Л. И. и др. Геологическое строение северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. Изд-во «Недра», 1966.

- Крылов Н. А., Дитмар В. И., Летавин А. И. Об особенностях переходных комплексов зон каледонской и герцинской консолидации. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 5, 1964.
- Мазарович А. Н. Историческая геология. ОНТИ, 1937.
- Масайтис В. Л., Старицкий Ю. Г. Структуры «дива» Восточной Азии. В сб. «Строение и развитие земной коры». Изд-во «Наука», 1964.
- Мелешенко В. С., Янов Э. Н., Казаков И. Н. Основные черты тектоники Саяно-Алтайской складчатой области. Материалы Всес. н.-и. геол. ин-та, вып. 32, 1960.
- Мелешенко В. С., Янов Э. Н. О пригеосинклинальных прогибах. Геология и геофизика, № 11, 1960.
- Милановский Е. В. Очерк теории геосинклиналией в ее современном состоянии. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., т. VII, вып. 4, 1929.
- Мирчинк Г. Ф. Основные закономерности развития земного лика. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., т. XVIII, вып. 3-4, 1940.
- Михайлов А. Е. Несколько замечаний по поводу статей Б. А. Петрушевского и Н. И. Николаева. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., т. XXVIII, вып. 2, 1953.
- Муратов М. В. Складчатые геосинклинальные пояса Евразии. Геотектоника, № 6, 1965.
- Николаев В. А. О закономерностях развития структурно-фациальных зон в подвижных поясах земной коры. Сов. геология, сб. 1, 1944.
- Николаев Н. И. Некоторые вопросы учения о геосинклиналиях. Сов. геология, сб. 41, 1954.
- Ог Э. Геология. Научно-техн. горно-геол. изд-во, 1932.
- Сапожников Д. Г. Тектоника западной части Казахской складчатой страны. В кн. «Тектоника СССР». Т. 1, ч. 1, Изд-во АН СССР, 1948.
- Спижарский Т. Н. Тектоническая карта СССР масштаба 1 : 2 500 000. Докл. сов. геологов на XXII сес. Междунар. геол. конгр. Проблема 4. Изд-во «Недра», 1964.
- Тектоническая карта Евразии масштаба 1 : 5 000 000 (ред. А. Л. Яншин). Изд. ГУГК, М., 1966.
- Хайн В. Е. Геотектонические основы поисков нефти. Азнефтеиздат, 1954.
- Хайн В. Е., Шейнманн Ю. М. Сто лет учения о геосинклиналиях. Сов. геология, № 11, 1960.
- Хайн В. Е. Геосинклинальный процесс и эволюция тектоносферы. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 12, 1964.
- Хайн В. Е. Возрожденные (эпиплатформенные) органические пояса и их тектоническая природа. Сов. геология, № 7, 1965.
- Чехович В. Д. К тектонике Карибского бассейна. Геотектоника, № 6, 1965.
- Шатский Н. С. Гипотеза Вегенера и геосинклинали. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 4, 1946.
- Шатский Н. С., Богданов А. А. и др. Тектоническая карта СССР и сопредельных стран в масштабе 1 : 5 000 000. Объяснительная записка. Госгеолтехиздат, 1957.
- Шатский Н. С. Геотектоническая закономерность распределения эндогенных рудных месторождений. Изв. высш. учебн. заведений. Геол. и разв., № 11, 1960.
- Шейнманн Ю. М. Заметки к классификации структур материков. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 3, 1955.
- Шейнманн Ю. М. Платформы, складчатые пояса и развитие структур Земли. Тр. ВНИИ-1, Геология, вып. 49, Магадан, 1959.
- Штрейс Н. А. О некоторых основных понятиях в учении о геосинклиналиях. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., т. XXII, вып. 5, 1947.
- Шульц С. С. Современные области горообразования, их тектонические особенности и положение в общей структуре земной коры. Научн. докл. высш. школы, геол.-геогр. науки, № 1, 1958.
- Янов Э. Н. Пригеосинклинальные прогибы и межгорные впадины Алтае-Саянской складчатой области. Тр. Всес. н.-и. ин-та геол. наук. Нов. сер., т. 85, 1963.
- Янов Э. Н. Сравнительная характеристика тектоники Саяно-Алтайской и Центрально-Казахстанской складчатых областей. В сб. «Складчатые области Евразии». Изд-во «Наука», 1964.
- Янов Э. Н. Тектоника Саяно-Алтайской складчатой области. Сов. геология № 8, 1966.
- Яншин А. Л. Тектоническое строение Евразии. Геотектоника, № 5, 1965.
- Busch W. H. The deformation of the Earth's crust. Princeton Univ. Press, 1933.
- Dana J. D. On some results of the Earth's contraction from cooling including a discussion of the origin of mountains and the nature of the Earth's interior. Amer. J. Sci., 3 ser., No. 5, 1873.

Всесоюзный научно-исследовательский
геологический институт
г. Ленинград

Статья поступила
30 марта 1967 г.

М. Г. ЛОМИЗЕ, В. В. ПЛОШКО

О ГИПЕРБАЗИТАХ ГЛАВНОГО МАРМАРОШСКОГО РАЗЛОМА
(ВОСТОЧНЫЕ КАРПАТЫ)

Гипербазиты прослеживаются в Восточных Карпатах вдоль Главного Мармарошского разлома, отделявшего Центральный кристаллический массив от флишевых прогибов и преобразованного позже в надвиг. Они представлены серпентинитами, серпентинизированными лерцолитами и гарцбургитами, широко проявились карбонатизация и лиственитизация. На поверхности серпентиниты выступают лишь в нескольких тектонических линзах. Однако в краевых впадинах Мармарошского массива (зоны «*crystalino-mesozoică*») и во флише Раховской зоны известны многочисленные олистолиты этих пород. Можно предполагать существование в прошлом единого серпентинитового пояса, который протягивался на 350 км от р. Малой Угольки на севере до гор Першань на юге. Дальнейшее продолжение его в Южных Карпатах намечают серпентиниты гор. Лотру, Парынг, Вылкан, Мехединцы, формировавшиеся вдоль границы Гетской области с Северинским прогибом. Серпентиниты ассоциируют со спилитизированными базальтоидами. Вероятное время первичного (магматического) становления гипербазитов — триас или поздняя юра, последующие тектонические перемещения и холодные внедрения их происходили неоднократно: в валанжине — готериве, барреме — апте, а также в альб-сеноманское и неогеновое время (на севере). Геологические условия формирования, петрографические и петрохимические признаки серпентинитов Главного Мармарошского разлома характерны для альпийотипных гипербазитов.

Сведения о гипербазитах Восточных Карпат отрывочны. Небольшие выходы серпентинитов издавна известны в Румынии: в горах Першань (Szentpétery, 1934; Ilie, 1953; Dimitrescu, 1957; Cioflica et al., 1966), вдоль краевых впадин Раэу — Тулгеш — Хэгимаш — Чук (по данным Ф. Гербиха, И. Атанасиу, М. Илие (Ilie, 1957), в районе Бреаза (по данным К. Пауля и В. Улига). На советской территории их обнаружили и описали В. С. Соболев и С. М. Белякова (1947) в бассейне р. Большая Уголька, Л. Г. Ткачук, Д. В. Гуржий и А. Л. Кривин (1955) на р. Малая Шопурка. В настоящей работе делается попытка обобщить данные о распространении гипербазитов в Восточных Карпатах; имеющийся фактический материал и результаты полевых исследований, проведенных в последние годы одним из авторов, позволяют по-новому подойти к определению геологического положения и возраста этих гипербазитов (Ломизе, 1966). Вопросы петрографии и химизма рассмотрены В. В. Плошко, который провел петрографическое изучение пород.

Гипербазиты представлены серпентинитами, серпентинизированными лерцолитами и гарцбургитами, местонахождения их укладываются в один пояс, который протягивается вдоль северо-восточной и восточной границ Мармарошского кристаллического массива Восточных Карпат¹ (рис. 1). Эта граница определяется поверхностью Главного Мармарошского надвига (Вялов, 1965; Славин, Хаин, 1965), по которому кристал-

¹ Под Мармарошским массивом (Муратов, 1947; Богданов, 1949) понимается весь центральный кристаллический массив Восточных Карпат. Румынскими исследователями этот тектонический элемент именуется «кристаллическо-мезозойской зоной», Центральной единицей или антиклинорием, Молдавским массивом.

личные породы массива (докембрий — средний палеозой), вместе с осадочным чехлом верхнего палеозоя-кайнозоя, надвинуты на смятый в складки меловой флиш Раховской тектонической зоны и продолжающей ее на юг зоны Чахлэу.

В своей северной части (к северу от района Рарэу), в условиях расчлененного рельефа, Главный Мармарошский надвиг выражен весьма четко. Сведения об этом надвиге были использованы М. Лимановским при расшифровке покровного строения Восточных Карпат, В. Улиг проводил по нему границу Буковинского и Бескидского покровов. Д. Андрусов наметил северо-западное продолжение надвига вдоль края выделенной им зоны Мармарошских утесов. Впоследствии надвиг изучали советские и румынские геологи и он был подтвержден бурением (Лазаренко, 1960; Băncilă, 1965), минимальная амплитуда перемещения принимается равной 5—13 км (Патрулиус и др., 1960; Вялов, 1965).

Резкие различия в фациях и полноте стратиграфического разреза, наблюдаемые по разные стороны Главного Мармарошского надвига, в настоящее время ставятся в связь не столько с большой величиной шарьяжного перекрытия, сколько с наличием в прошлом длительно развивавшегося разлома, отделявшего Мармарошский кристаллический массив от флишевой геосинклинали, а позже преобразованного в надвиг. Эти представления, впервые четко сформулированные А. Л. Кривиным (1961), нашли свое развитие в работах Е. М. Лазько и Д. П. Резвого, (1962); А. К. Бойко, (1964); В. И. Лебединского и А. И. Шалимова (1964); О. С. Вялова (1965); С. С. Круглова (1965); В. И. Славина и В. Е. Хаина (1965); И. Д. Гофштейна и А. Л. Краевской (1966). Была замечена приуроченность к структурному шву магматических образований основного и ультраосновного состава.

Условия проявления позднеюрского (оксфорд — титон) базальтоидного вулканизма вдоль Главного Мармарошского разлома были недавно подробно рассмотрены одним из авторов (Ломизе, 1968). Интенсивное прогибание Раховской зоны и извержение по разлому лав базальтового и андезито-базальтового состава привели к накоплению у восточного, прилегающего к Мармарошскому массиву края прогиба, мощной (до 750 м) вулканогенно-осадочной свиты, породы которой заметно спилитизированы. Большой интерес представляет вопрос о характере связи между развитием этого магматически-активного разлома и формированием известных местонахождений гипербазитов.

УСЛОВИЯ ЗАЛЕГАНИЯ ГИПЕРБАЗИТОВ

Разобщенные выходы гипербазитов (преимущественно серпентинитов) прослеживаются вдоль Главного Мармарошского надвига и продолжающей его на юг «Центральной линии» Румынских Восточных Карпат (Băncilă, 1965) на всем протяжении от бассейна рек Малая и Большая Уголька (левых притоков р. Терембли) до гор Першань (рис. 1). Как будет показано ниже, условия залегания серпентинитов разнообразны. Серпентиниты образуют ограниченные тектоническими контактами линзовидные тела, вытянутые в направлении господствующих простираний; утесы осадочного происхождения (олистоциты), приуроченные к горизонтам нижнемелового дикого флиша; гальку и валуны в конгломератах верхнего мела.

Крайними на северо-западе являются местонахождения серпентинитов с реликтами лерцолитов в бассейне Малой и Большой Угольки (1 на рис. 1). В. С. Соболев и С. М. Беякова (1947) впервые дали петрографическое описание этих пород, однако вследствие плохой обнаженности геологическое положение их оставалось неясным. Несмотря на отсутствие специальных исследований, в геологической литературе последующих лет укоренилось представление, что гипербазиты Уголь-

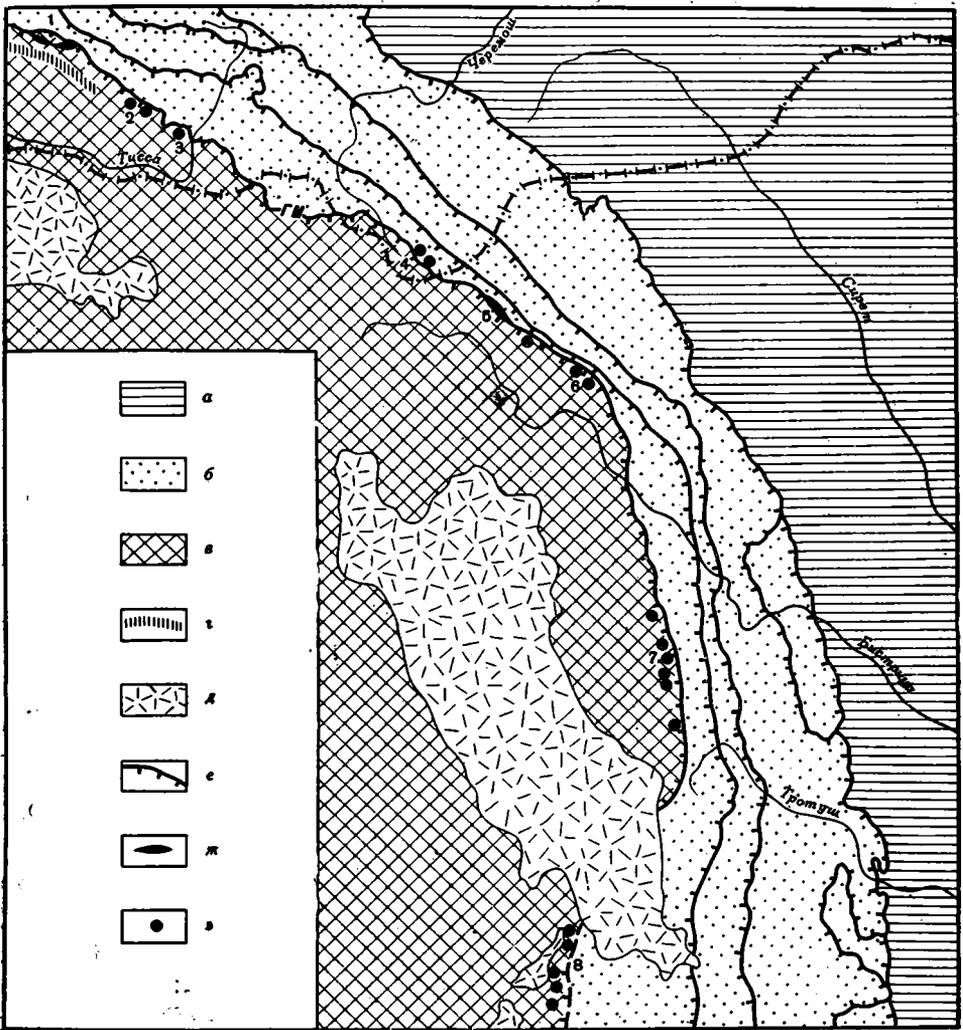


Рис. 1. Местонахождения серпентинитов вдоль Главного Мармарошского надвига
 а — Предкарпатский передовой прогиб и платформенное обрамление; б — тектонические зоны Внешних (Флишевых) Карпат; в — Мармарошская зона и область Внутренних Карпат с наложенными межгорными прогибами; з — зона Пеннинских утесов; д — молодые вулканические гряды: Выгорлат-Гутинская и Калмени-Харгита; е — границы тектонических зон, преимущественно надвига (ГМ — Главный Мармарошский надвиг); ж — местонахождения серпентинитов в форме тектонических линз и протрузий; з — то же, в форме олистолитов, включенных в меловые отложения
 Местонахождения серпентинитов: 1 — Малая и Большая Уголька; 2 — Тевшах — Малая Шопурка; 3 — Косовская; 4 — левобережье р. Сарата; 5 — Бреаз; 6 — Рарэу; 7 — Тулгеш — Хэгимаш — Чук; 8 — Першань

ки залегают среди вмещающих отложений верхнего мела (альба — сеномана) в форме магматических интрузий. Сомнение в этом недавно высказал С. С. Круглов (1965), который считает, что серпентинитовые тела Угольки, наряду с блоками пород иного состава, представляют собой олистолиты, включенные в отложения соймульской свиты (альб — сеноман). Другое предположение было сделано ранее В. А. Калюжным: «По минералогическому составу разрозненные выходы серпентинитов... существенно ничем не отличаются. Возможно, они являются частями одного и того же интрузивного тела, вынесенного в виде раздробленных глыб тектоническими процессами» (1950, стр. 213).

Большое количество искусственных обнажений, результаты геологических съемок, проведенных Закарпатской экспедицией (геологами

А. А. Волошиным, А. В. Зобковым и др.), а также данные бурения позволяют в настоящее время составить более полное представление о характере залегания серпентинитов Угольки. Последние образуют многочисленные глыбы и линзовидные тела мощностью до 100 м и протяженностью до 400 м, приуроченные к полосе тектонических разрывов, зон рассланцевания и смятия, тянущейся на 7,5 км среди верхнемеловых отложений зоны Мармарошских утесов в 0,8—2 км позади фронта надвига (рис. 2). Вместе с серпентинитами в этой же полосе выступают

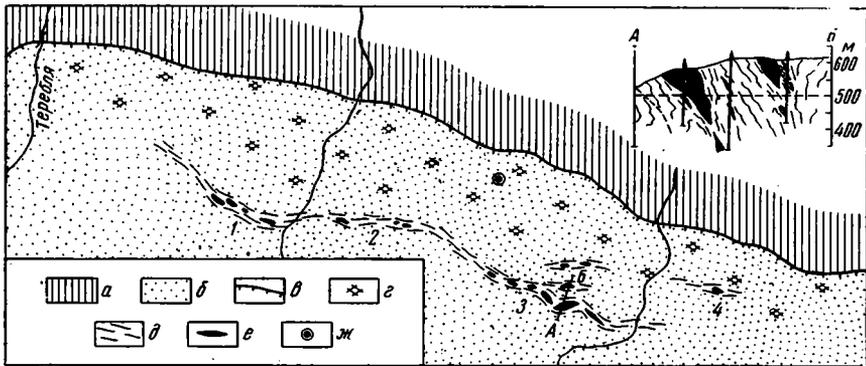


Рис. 2. Структурные условия выхода серпентинитов в бассейне рек Малая и Большая Уголька (зона Мармарошских утесов), справа — геологический профиль через гору Каменную (по линии А — Б). Схема и профиль составлены с использованием данных А. А. Волошина и А. В. Зобкова (Закарпатская экспедиция)

а — нижнемеловой флиш Раховской зоны; *б* — верхнемеловые и палеогеновые отложения зоны Мармарошских утесов; *в* — Главный Мармарошский надвиг; *г* — область интенсивных дислокаций с выходами пород палеозоя, триаса, юры; *д* — системы тектонических разрывов, с которыми связаны выходы серпентинитов; *е* — серпентиниты; *ж* — место, где в конгломератах соймкульской свиты (альб — сенoman) найден валун серпентинита. Местонахождения серпентинитов: 1 — ручей Веженский; 2 — ручей Гребенской; 3 — гора Каменная; 4 — ручей Известковистый

отдельные блоки диабазов и габбро, а также интенсивно рассланцованные осадочные породы — черные аргиллиты, резко отличающиеся литологически от вмещающих отложений верхнего мела: алевролитов и полимиктовых песчаников соймкульской свиты. Небольшие выходы серпентинитов и глинистых сланцев, тоже связанные с зонами тектонического дробления, встречены в 250—500 м к северу от главной полосы.

Эта главная полоса выходов начинается на левобережье ручья Веженского (правого притока р. Малой Угольки), где серпентиниты и лиственизированные серпентиниты слагают несколько тел протяженностью до 200 м (1 на рис. 2). Далее, в верховьях ручья Гребенского (левого притока р. Малой Угольки) выходы невелики (2 на рис. 2). Лишь еще дальше на восток-юго-восток, в районе г. Каменной (на водоразделе р. Большой Угольки и ее правого притока ручья Каменского), наряду с глыбами, затертыми в глинистые сланцы и тектониты, появляются сравнительно крупные тела серпентинитов. Они выступают на южных склонах горы Каменной, а также вскрыты буровыми скважинами на ручье Подкаменном, который спускается в юго-восточном направлении к р. Большой Угольке (3 на рис. 2).

Выходы на горе Каменной имеют в плане линзовидную форму. Один из них, протяженностью около 250 м при максимальной ширине 80 м, прослеживается вдоль юго-западного склона над хут. Корнутово. Второй, размером 400×100 м, следует вдоль юго-восточного склона горы. Оба выхода сближаются в верховьях ручья Буркутного, где они отстоят один от другого на 60—70 м. Конфигурация этих выходов, огибающих гору Каменную, согласуется с данными бурения о наклонном

залегании серпентинитов, контакты которых погружаются на север-северо-восток под углом 30—60°. Весьма вероятно, что серпентиниты обоих выходов принадлежат единому линзовидному телу, протяженность которого равна в этом случае 600 м или более. Вдоль трещин в серпентинитах наблюдаются многочисленные зеркала сколжения. Трещиноватость усиливается близ контактов, а особенно — в местах сжатия и выклинивания серпентинитовых тел, где появляется интенсивная тектоническая разлинзованность.

Вмещающие отложения представлены полимиктовыми алевролитами и песчаниками мела (соймульской свиты). В верховьях ручья Буркутного в обломке песчаника нами найдены *Ipsogamius concentricus* Park., характерные для верхнего альба — нижнего сеномана (определение В. Г. Чернова). Преобладает наклон слоев на северо-восток, породы смяты, нарушены многочисленными разрывами, а близ границы с серпентинитами нередко брекчированы. Признаки контактового воздействия отсутствуют. Над хут. Корнутово шурфами вскрыты выжатые вместе с серпентинитами разлинзованные черные аргиллиты (юра?), которые прочно спаяны с серпентинитом по резкой, неровной поверхности контакта.

Как показывает профиль на рис. 2, построенный нами по результатам бурения, серпентиниты горы Каменной быстро выклиниваются не только по простиранию, но и на глубину. «Бескорневой» характер серпентинитовых тел района Малой и Большой Угольки подтверждается магнитометрией: вдоль полосы выходов следует ряд изолированных, вытянутых по ее простиранию и четко ограниченных аномалий величиной не более 500 гамм, что в 2—5 раз ниже значений, наблюдаемых обычно над автохтонными массивами серпентинитов.

К северу от описанной полосы выходов, в бассейне р. Большой Угольки, серпентиниты известны также и в переотложенном состоянии — в виде гальки, включенной в верхнемеловые конгломераты соймульской свиты. Небольшой валун серпентинита размером 0,3—0,4 м был найден В. Г. Черновым на южном склоне горы Плеша (верховья ручья Каменского).

К юго-востоку от Большой Угольки на протяжении 25 км выходы серпентинитов отсутствуют, далее они вновь появляются в бассейне р. Тевшак (левого притока р. Апишицы) и прослеживаются вдоль Главного Мармарошского надвига на протяжении почти 4 км до р. Малой Шопурки (2 на рис. 1). Это разобщенные, вытянутые вдоль надвига тела, а также отдельные глыбы, включенные в тектониты. Наблюдения одного из авторов в бассейне р. Тевшак, где серпентиниты были обнаружены несколько лет назад С. С. Кругловым, показали, что сложенное ими тело пересекает дно долины в виде линзы длиной 35 м или более. Оно вытянуто с юго-востока на северо-запад и включено в интенсивно смятую и тектонически разлинзованную толщу темносерых алевролитов с редкими прослоями песчаников. Возраст толщи не установлен, вместе с серпентинитами и другими породами комплекса Мармарошских утесов (юрскими порфиритами и известняками, красноцветными песчаниками перми, отложениями мела) она надвинута в северо-восточном направлении на нижнемеловой флиш Раховской зоны и, в свою очередь, тектонически перекрыта отложениями зоцена (великобанской и шопурской свит).

В бассейне р. Малой Шопурки серпентиниты обнаружены нами на ее правом притоке ручье Риноватом. Они образуют четыре небольшие (от 2,5 до 10 м длиной) тектонические линзы, выжатые вместе с черными аргиллитами вдоль крутых разрывов, которые нарушают верхнемеловые конгломераты соймульской свиты вблизи фронта надвига. Наши наблюдения показали, что в таких же геологических условиях в форме тектонической линзы залегает и описанное ранее тело серпенти-

нитов, вскрытое канавой близ устья ручья Риноватого (Ткачук и др., 1955).

Еще один район распространения серпентинитов обнаружен нами в 8 км к юго-востоку от р. Малой Шопурки — на левобережье р. Косовской (3 на рис. 1). Здесь в тылу Главного Мармарошского надвига, в 500 м от его фронта, среди древних метаморфических пород аллохтона прослеживается вытянутая с северо-запада на юго-восток линейная зона протяженностью 150 м, где на поверхность выступают разлинзованные, местами превращенные в тектониты черные аргиллиты, включающие многочисленные блоки серпентинитов и лиственитизированных серпентинитов. На правом берегу ручья аргиллиты образовали оплывину, которая несколько сместила блоки серпентинитов вниз по склону. Последние имеют форму плит мощностью 1,5—2 м и длиной до 4,5 м. Ограничивающие их плоскости представляют собой зеркала скольжения, нередко скрытые коркой аргиллитового тектонита.

Перед фронтом Главного Мармарошского надвига, среди нижнемелового (валанжин-готеривского) флиша раховской свиты серпентиниты обнаружены в форме глыб размером до нескольких метров. Последние наблюдались нами на левых притоках р. Сараты (бассейн р. Белый Черемош, 4 на рис. 1): глыбы серпентинитов, лиственитов, известняков, конгломератов триаса, диабазов и кристаллических сланцев встречаются совместно и, возможно, принадлежат одному из «горизонтов с включениями», описанных С. Л. Бызовой (1965). Местонахождения гипербазитов в бассейне р. Сараты упоминались А. Л. Кривиним (1961).

Крупные выходы серпентинитов в форме линзы протяженностью 4 км появляются вдоль Главного Мармарошского надвига в Румынии — на правобережье р. Молдовы у сел. Бреаз (5 на рис. 1), где они были известны еще К. Паулю и В. Улигу. Румынские исследователи подчеркивают связь этих выходов с зоной надвига (Joja et al., 1968). Далее на юг серпентиниты прослеживаются по олистолитам, включенным в нижнемеловой (барремско-аптский) дикий флиш «краевых впадин» Рарэу — Тулгеш — Хэгимаш — Чук на кристаллическом массиве (6 и 7 на рис. 1) (Ilie, 1957; Popescu, Patrulius, 1964). В районе Рарэу два сравнительно крупных блока серпентинитов возвышаются на правом склоне долины Фундул-Пожорыта (правого притока р. Молдовы). Значительно больше их в бассейне р. Биказ, где, как это видно на составленной И. Атанасиу детальной геологической карте (Băncilă, 1957), отторженцы серпентинитов приурочены преимущественно к восточному борту впадины, протягиваясь параллельно фронту Главного Мармарошского надвига в 2—4 км от него. Не исключено, что наряду с олистолитами здесь есть и выжаты по разрывам тектонические отторженцы серпентинитов. В частности, крупные (протяженностью до 450 м) линзовидные тела серпентинитов откартированы И. Атанасиу среди нижнемеловых отложений хребта Пиатра-Сугэулуй; на северном склоне горы Черный Хэгимаш (в 8,5 км от надвига) выходы серпентинитов показаны вдоль границы песчаников и конгломератов нижнего триаса с радиоляритами оксфорда.

Южнее р. Тротуш «Центральная линия» отступает на запад, пересекается молодой вулканической грядой Харгита, за которой в горах Першань (8 на рис. 1) серпентиниты образуют как олистолиты среди барремско-аптского дикого флиша, так и утесы тектонического происхождения (Ilie, 1953; Cioflica et al., 1966). Главными являются местонахождения серпентинитов в долинах Лупша и Комана на юге, а также в северной части гор Першань: в ущелье Олту, в долинах Тёпе (в 3 км от места впадения в Олту), Сомош (к западу от вершины Кархага), Соскут (к северу от Ракошул-де-Жос), в верхнем течении р. Надаш и на севере Выргиша в долине Сэрману.

Общая протяженность пояса, в котором расположены перечисленные выходы гипербазитов, достигает 350 км. Приведенные выше данные показывают, что в условиях современного эрозионного среза гипербазиты доступны наблюдению лишь в небольших линзовидных телах, перемещенных по поверхности Главного Мармарошского надвига. Свидетелями их былого распространения являются многочисленные олистолиты гипербазитов в «краевых впадинах» Мармарошского массива и во флишевом прогибе Раховской зоны, а также галька этих пород в конгломератах зоны Мармарошских утесов.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ПЕТРОГРАФИИ И ПЕТРОХИМИИ

Гипербазиты перечисленных местонахождений представлены глубоко серпентинизированными разностями, среди которых лишь местами наблюдаются реликты перидотитов. Широко проявились карбонатизация и лиственитизация.

В бассейне Малой и Большой Угольки первичный состав и структуры гипербазитов сохранились лучше всего в выходах на юго-западном склоне горы Каменной. Среди гипербазитов выделяются более темным цветом небольшие участки лерцолита, сложенного оливином (50–55%), ромбическим (30–35%) и моноклинным (3–5%) пироксеном, хромшпинелидами (до 5%), вторичным амфиболом (до 2%) и серпентином (до 3%). Структура кристаллически-неравнозернистая. Оливин характеризуется невысоким содержанием фаялитового компонента (около 15%), образует неправильные зерна размером до 3 мм, некоторые из них частично замещены ромбическим пироксеном. Последний представлен энстатитом (бронзитом) в виде крупных (до 1 см и более) зерен, содержание гиперстеновой молекулы — около 10%. Напротив, моноклинный пироксен (скорее всего, авгит) встречается главным образом в форме мелкозернистых агрегатов, распределенных в породе неравномерно. Бесцветный тремолит (актинолит) замещает вдоль трещин как оливин, так и пироксены. Хромшпинелиды представлены хромпикотитом, хромитом и магнетитом.

По мере удаления от реликтовых участков лерцолита возрастает серпентинизация, которая развивается в первую очередь по оливины. Среди минералов группы серпентина различимы бастит, хризотил, серпофит и антигорит. Одновременно появляется хлорит (типа клинохлора) в виде мелкочешуйчатых агрегатов, приуроченных к хромпикотиту или заполняющих пустотки в породе. Продуктом полного замещения лерцолитов являются серпентиниты, пользующиеся наибольшим распространением как на Большой и Малой Уголке, так и в бассейнах рек Тешак, Малая Шопурка и Косовская. Это массивные или сланцеватые породы с порфиробластовой, решетчатой структурой, сложенные баститом (до 15%), хризотилом (50–65%), серпофитом и антигоритом (8–10%), рудными минералами (до 10%), иногда бруситом (до 2%). Порфиробласты бастита окружены агрегатом прочих серпентиновых минералов, в котором распылены мельчайшие зерна магнетита и более крупные (до 1–2 мм) зерна хромита. Серпофит и хризотил участвуют также в заполнении трещин, ориентированных беспорядочно или в направлении разлинзования породы. В некоторых разностях серпентинита бастит отсутствует.

В серпентините из гальки, найденной в конгломератах соймульской свиты (альб — сеноман) на горе Плеша, установлены те же особенности минерального состава и структуры, что и в серпентинитах горы Каменной. Это бастито-хризотилловый серпентинит с подчиненным количеством серпофита, хромитом и магнетитом.

По петрографическим описаниям Р. Димитреску (Dimitrescu, 1957) можно судить и о гипербазитах, включенных в виде олистолитов в бар-

ремско-аптские отложения гор Першань. Так же как и в бассейне Уголек, это серпентиниты и серпентинизированные перидотиты, однако в последних моноклинный пироксен отсутствует. Известен состав серпентинизированного гарцбургита из долины Сэрману: оливин (9,1%), бронзит (7,9%), бастит (21,9%), хризотил и антигорит (48,0%), вторичный магнетит (13,1%). Содержание фаялитового компонента в оливине 5%, гиперстенового компонента в пироксене 7%. Продуктом полной серпентинизации являются бастит-хризотилевые серпентиниты с антигоритом и магнетитом — как первичным (в виде редких правильных зерен), так и, главным образом, вторичным, тонко дисперсным среди хризотила. Отмечены редкие зерна хромита. Бастит, образующий неправильной формы порфиробласты, составляет 3—20% породы.

Характер карбонатизации и лиственитизации серпентинитов изучался нами по образцам из бассейна Большой и Малой Угольки, Тевшака, Малой Шопурки, Косовской и с левобережья р. Сараты. Карбонат (кальцит, реже анкерит) развивается в виде хлопьевидных агрегатов, а также заполняет микропрожилки. Кварц образует скопления аллотриоморфных зерен, распределенные в породе неравномерно. Наряду с частично лиственитизированными серпентинитами есть листвениты, в которых карбонаты составляют 75—85% породы, кварц 5—15%, рудные минералы (главным образом магнетит) до 5%, серпентин всего лишь 5—10%. Последний представлен как реликтовыми минералами (баститом, серпофитом, хризотилом), так и позднейшей генерацией серпофита, который заполняет трещины, пересекающие окварцованную породу.

Данные о химическом составе гипербазитов сведены в таблице. Для некарбонатизированных разновидностей по методу Н. Д. Соболева (1959) вычислены числовые характеристики. На соответствующей векторной диаграмме векторы размещаются между проекциями среднего лерцолита и среднего гарцбургита по Р. Дэли, что согласуется с результатами петрографического изучения реликтовых участков перидотита. Отношение MgO к сумме окислов железа (в молекулярных количествах) колеблется от 7,0 до 11,0 и в среднем (для образцов 1, 2, 3, 7, 8) равно 8,3. Для сравнения в таблице дан состав лерцолита из Златиборского массива Динарид (Pavlovitch, 1937), который обнаруживает много общего с обогащенными кальцием и алюминием (первично лерцолитовыми) разновидностями восточнокарпатских серпентинитов (образцы 2,3). В карбонатизированных и лиственитизированных серпентинитах (образцы 4, 5, 6) содержание CaO возрастает до 12—35%, CO_2 — до 9—35%, MgO становится значительно меньше (10—23%).

ПРЕДПОЛАГАЕМЫЕ УСЛОВИЯ ВНЕДРЕНИЯ ГИПЕРБАЗИТОВ И ИХ ВОЗРАСТ

Петрографическое и петрохимическое сходство гипербазитов из разных местонахождений Восточных Карпат, особенности их размещения показывают, что в прошлом мог существовать единый пояс гипербазитов, приуроченный к системе Главного Мармарошского разлома. Это предположение подтверждается палеогеографическими реконструкциями: в меловое время вдоль разлома неоднократно возникали линейные поднятия, кордильеры, в сложении которых (судя по продуктам разрушения) принимали участие серпентиниты.

На советской территории наиболее изученным является район Малой и Большой Угольки, где, как отмечалось выше, серпентиниты найдены не только в виде линзовидных залежей, но и в составе конгломератов соймульской свиты (альб — сеноман). По данным В. Г. Чернова (1969), соответствующая область размыва располагалась на севере, протягиваясь вдоль Главного Мармарошского разлома. Позже, скорее всего в конце олигоцена (Дабагян и др., 1965), кордильера была тектонически перекрыта меловыми и палеогеновыми отложениями зоны Мармарош-

Химический состав гипербазитов Главного Мармарошского разлома

№ п. п.	Номера образцов	Оксиды в весовых %																	
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	NiO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O+	H ₂ O-	CO ₂	Сумма	
1	99/1	36,99	0,15	2,18	—	8,24	0,73	0,24	0,08	38,59	0,26	Сл.	Не обн.	0,05	12,10	1,15	0,05	100,81	
2	—	39,71	0,18	2,89	—	3,59	5,05	0,24	0,11	34,47	2,07	—	0,25	—	11,95	—	—	100,51	
3	24	38,15	0,06	3,93	—	5,35	3,08	—	—	34,56	0,80	0,20	0,07	—	10,88	3,12	—	100,20	
4	—	35,02	0,10	3,09	—	4,97	0,20	0,17	0,11	23,03	13,35	0,38	0,12	—	7,40	2,71	9,67	100,32	
5	80/1	40,59	0,23	1,90	0,44	3,28	2,46	0,23	0,26	19,78	12,13	Не обн.	Не обн.	—	5,86	1,14	12,50	100,80	
6	78/4	13,38	0,11	1,32	—	2,05	2,98	—	0,40	10,54	35,58	Не обн.	Не обн.	—	1,65	0,26	32,56	100,83	
7	30	39,00	—	0,85	—	7,00	2,95	—	0,15	36,40	—	0,60	1,08	—	11,10	1,36	—	100,49	
8	31	37,73	Сл.	1,49	—	3,88	2,57	—	1,06	37,20	0,98	0,08	—	0,06	11,49	0,94	2,33	99,81	
9	Средн.	37,80	—	4,00	—	—	12,06	—	—	30,50	1,33	—	—	—	12,25	—	0,40	98,34	
10	—	40,08	Сл.	4,16	0,20	2,16	5,87	0,16	0,16	36,46	3,28	0,63	0,11	—	6,25	0,30	0,20	100,02	
11	—	43,95	0,10	4,82	—	2,20	6,34	—	0,19	36,81	3,57	0,63	0,21	0,10	1,08	—	—	100,00	
12	—	40,65	0,11	1,25	—	2,53	6,15	—	0,18	42,36	1,29	0,29	0,13	0,04	5,02	—	—	100,00	

Числовые характеристики по Н. Д. Соболеву

		2c	s	b	x	y	z	h	M/F
1	99/1	2,5	35,9	61,6	1,2	20,1	78,7	24,7	8,0
2	—	3,3	38,9	57,8	9,0	32,6	58,4	49,4	7,3
3	24	5,0	38,0	57,0	3,4	38,1	58,5	83,6	7,4
7	30	1,0	38,3	60,7	0,0	32,5	67,5	51,9	6,8
10	—	4,6	37,3	58,1	12,7	23,5	63,8	14,7	7,8
11	—	5,1	39,1	55,8	14,0	33,0	53,0	14,0	7,3
12	—	1,3	36,3	62,4	1,6	19,7	78,7	15,8	8,7

1, 2, 3 — серпентиниты и серпентинизированные лерцолиты горы Каменной (р. Большая Уголька); 4 — карбонатизированный серпентинит, р. Малая Шопурка; 5 — карбонатизированный серпентинит, р. Сарата; 6 — лиственит, р. Сарата; 7 — серпентинит из района Выргыш (горы Першань); 8 — серпентинит из ущелья Олту (горы Першань); 9 — средний состав серпентинитов и серпентинизированных гарцбургитов из шести серпентинитовых массивов гор Першань; 10 — лерцолит Златиборского массива, Внутренние Динариды; 11 — средний лерцолит по Р. Дэли; 12 — средний гарцбургит по Р. Дэли. 1, 5, 6 — образцы из коллекции М. Г. Ломизе, анализы выполнены в химической лаборатории Геологического факультета МГУ М. М. Чеховских и А. Я. Кутяевой; 2 — по В. С. Соболеву и С. М. Беляковой (1947); 3 — по В. П. Костюку (1961); 4 — по Л. Г. Ткачуку, Д. В. Гуржему и А. Л. Кривину (1955); 7, 8 — по Г. Чиофлика и др. (Cioflica et al. 1966); 9 — по Р. Димитреску (Dimitrescu, 1957); 10 — по М. Павловичу (Pavlovitch, 1937).

ских утесов, которые надвинулись в северном направлении. Как показало бурение в долине р. Теревли, фронтальная часть покрова залегает уже непосредственно на нижнемеловом флише Раховской зоны (Лазаренко, 1960).

Исходя из изложенных представлений, можно высказать, предположение и об условиях формирования главной полосы серпентинитов Угольки, которая сопровождается тектоническими разрывами, расслаиванием и смятием и, как отмечалось выше, прослеживается в 0,8—2 км позади фронта надвига (см. рис. 2). По-видимому, эта система нарушений возникла в связи с новыми подвижками по глубинному разлому, при которых серпентиниты (вместе с разлинзованными аргиллитами и тектонитами) были выжаты вдоль разрывов в аллохтон в виде цепочки тектонических линз. В этом случае полоса, с которой связаны выходы гипербазитов, может рассматриваться как надразломное образование: Главный Мармарошский разлом как бы просвечивал сквозь тектонический покров. Выклинивание серпентинитов на глубине, бескорневой характер серпентинитовых тел, подтвержденный данными магнитометрии, показывают, что перемещения покрова, вероятно, продолжались и позже. Как это установлено в районе горы Каменной, разрывы и связанные с ними серпентинитовые тела наклонены в настоящее время на северо-северо-восток: вместе с вмещающими отложениями верхнего мела серпентиниты несколько надвинуты к юго-юго-западу на слои палеогена, которые соответствующим образом смяты и опрокинуты. Эти дислокации указывают на напряжения (более поздние?), которые действовали в направлении, обратном господствующим надвиговым перемещениям (наблюдается своего рода «ретрошарьяж»).

Система разрывных нарушений с серпентинитами и аргиллитами, рассекающая метаморфические породы Мармарошского аллохтона на левобережье р. Косовской, также могла возникнуть как надразломное образование.

О времени тектонического внедрения серпентинитовых тел Угольки можно судить по наличию интенсивной деформации красных мергелей эоцена, которая наблюдалась нами в бассейне р. Верженского в 30 м от выхода серпентинитов. Однако, если верны представления о позднеолигоценном возрасте прорываемого серпентинитами тектонического покрова, подъем их произошел позже — скорее всего в неогене.

Глыбы и небольшие блоки серпентинитов были затерты среди перемещавшихся по разрывам аргиллитов и тектонитов, для крупных линз можно предполагать механизм выжимания из зоны разлома и холодного внедрения в лежащие выше слои под действием стресса. На это указывает форма залежей, интенсивная разлинзованность серпентинитов, возрастающая в местах сужения и выклинивания залежей, механическое (и только механическое) воздействие на вмещающие породы верхнего мела. Еще задолго до внедрения гипербазиты были серпентинизированы, однако разлинзование сопровождалось перекристаллизацией и перетложением серпентина, возникавшие трещины заполнялись хризотилом. Судя по данным бурения, лиственитизация и особенно карбонатизация серпентинитов нередко возрастают в периферических частях тел. В брекчированных разностях под микроскопом можно видеть, что карбонатизация развивается избирательно — по наиболее раздробленным участкам породы. Эта карбонатизация, по-видимому, сопутствовала тектоническому внедрению серпентинитов.

Признаки холодного перемещения альпийских гипербазитов не раз описаны в геологической литературе для целого ряда складчатых областей. Они были рассмотрены Н. Талиаферро (Taliaferro, 1943), Х. Хессом (1957), Д. Миловановичем и С. Караматой (Milovanović, Karagata, 1960), Р. Дитцем (Dietz, 1963), а из советских исследователей — С. В. Москалевой (1964), А. Л. Книппером и Ю. Л. Костяном (1964).

Для обозначения серпентинитовых тел, внедрившихся под действием тектонических напряжений в холодном состоянии, последние предложили возродить применявшийся Ч. Ляйеллем термин «протрузия». Как было показано выше, серпентинитовые тела бассейна Уголек скорее всего представляют собой подобные протрузии. Они во многом сходны с аналогичными образованиями других гипербазитовых поясов и, в частности, Вардарской зоны Динарид. Из числа описанных в этой зоне местонахождений (Milovanović, Karamata, 1960) наибольшее сходство обнаруживается с серпентинитами района Яньево, где они выступают вдоль разломов в виде наклонных, выклинивающихся на глубине линзовидных тел приблизительно тех же размеров, что и на Угольках.

В условиях длительного развития Главного Мармарошского разлома холодное перемещение серпентинитов, подъем сложенных ими протрузий происходили, по-видимому, неоднократно. На это указывает наличие серпентинитовых олистолитов в разных горизонтах нижнего мела по обе стороны разлома: в барремско-аптских отложениях краевых впадин Рарэу — Тулгеш — Хэгимаш — Чук, в валанжинско-готеривском флише Раховской зоны (в бассейне р. Сараты). Появление этих олистолитов, скорее всего, было связано с поднятиями надразломной кордильеры, размыв которой сопровождался обрушением клиппов (в том числе клиппов серпентинита) в смежные бассейны седиментации. Для олистолитов флишевого прогиба Раховской зоны это убедительно показала С. Л. Бызова (1965).

Относительно происхождения олистолитов, захороненных в нижнем мелу краевых впадин Мармарошского массива и гор Першань, нет единого мнения. Одни исследователи, вслед за Т. Крейтнером (Kräutner, 1930), рассматривают их как продукт разрушения фронтальной части тектонического покрова, надвигавшегося с запада — с территории, где ныне размещается Трансильванский прогиб (Popescu, Patrulius, 1964; Cioflica et al., 1966). Такое предположение основывается на наличии олистолитов, сложенных породами триаса, которые отличаются по составу от разновозрастных отложений Мармарошского массива и, как полагают, формировались в иной фациальной зоне. Другие исследователи (Ilie, 1957; Mutihac, Bratu, 1965) считают возможным объяснить появление клиппов разрушением местных выступов фундамента Мармарошского массива. В частности, согласно М. Илие, у прилегающего к Главному Мармарошскому разлому борта краевой впадины Рарэу существовала гряда, которую он назвал кордильерой Кымпулунг. На признаки такой кордильеры указывает Н. Онческу (1960, стр. 456). Учитывая наличие тектонических линз и протрузий в зоне Главного Мармарошского разлома (Бреаз, Угольки), а также приуроченность серпентинитовых олистолитов преимущественно к восточному (внешнему) крылу краевых впадин (Băncilă, 1957; Ilie, 1957), мы считаем основным их источником выступы серпентинитов вдоль этого разлома. Поскольку существует мнение, что в горах Першань серпентиниты входят в состав Трансильванского покрова (Patrulius et al., 1968), часть серпентинитов возможно связана с более западной офиолитовой зоной, наличие которой предполагают под отложениями Трансильванской впадины.

Верхняя граница стратиграфического распространения олистолитов и гальки серпентинита, по-видимому, находится в зависимости от времени надвиговых перемещений в зоне Главного Мармарошского разлома, когда коренные выходы серпентинитов были тектонически перекрыты и не могли уже более разрушаться и поставлять в смежные бассейны обломочный материал. На юге — вдоль края Мармарошского массива, где надвигание произошло, скорее всего, на рубеже апта и альба (Dumitrescu et al., 1962) или перед поздним аптом (Patrulius et al., 1968), включения серпентинитов в послепаптских отложениях полностью отсутствуют. Севернее, у границы зоны Мармарошских утесов, где фор-

мирование тектонического покрова датируют олигоценом (Дабагян и др., 1965), гальки и валуны серпентинитов встречаются и в конгломератах альба — сеномана.

Самыми древними являются горизонты с включениями серпентинитов среди валанжин-готеривских отложений раховской свиты, что определяет верхний предел возраста гипербазитов¹. Последние к этому времени были уже серпентинизированы. Для суждения о нижнем пределе возраста прямых данных нет. Интересны в этом отношении описанные нами в бассейне р. Большой Угольки контакты серпентинитов с сопутствующими им в протрузиях черными разлинзованными аргиллитами не установленного возраста. На ручье Известковистом (левый приток р. Большой Угольки) и на горе Каменной удалось наблюдать резкую, неровную границу серпентинита и лиственитизированного серпентинита с прочно «припаянным» к нему аргиллитом. Последний в пределах 2—4 см приконтактной оторочки уплотнен и осветлен, под микроскопом можно видеть, что непосредственно у контакта имело место частичное окварцевание аргиллита, далее следует зона карбонатизации, среди которой сохранились реликтовые участки первичной породы. Если допустить возможность формирования альпинотипных гипербазитов путем подъема из глубины разогретого и подвижного ультраосновного материала (как полагают, существенно раскристаллизованного), описанные выше контакты могут быть истолкованы как первичные («горячие»): весьма незначительное контактное воздействие на вмещающие породы, как известно, характерно для гипербазитов складчатых областей.

Румынские исследователи гор Першань отмечают тесную связь изверженных пород этого района, в том числе серпентинитов, с известняками среднего триаса (Cioflica et al., 1966). Триасовыми издавна предполагаются серпентиниты Бреаза. По аналогии с гипербазитами смежных участков альпийского пояса — в первую очередь с серпентинитами Спишко-Гемерского Рудогорья, а также Внутренних Динарид и Эллинид — наиболее вероятным следует признать триасовый или позднеюрский возраст гипербазитов Главного Мармарошского разлома. В частности, позднеюрское время здесь, как и в Динаридах, было отмечено оживлением тектонических движений и подводным базальтоидным вулканизмом с последующей спилитизацией (Ломизе, 1966, 1968).

В последние годы была высказана мысль о существовании весьма протяженного офиолитового пояса единого для Восточных и Южных Карпат (Dimitrescu, 1966; Savu, 1967). Действительно, проявления гипербазитового и базальтоидного магматизма в зоне Главного Мармарошского разлома Восточных Карпат обнаруживают много общего с аналогичными проявлениями Южных Карпат, где в составе Северинского покрова известны диабазо-спилитовые породы и серпентиниты (Кодарча и др., 1961; Drăghici, 1965). Эти образования приурочены к верхнеюрским слоям Азуга, подстилающим флиш Синая, который является аналогом раховской свиты (II на рис. 3). Согласно представлениям большинства румынских исследователей, Северинский прогиб развивался у внешнего края относительно стабильной Гетской области (отделяясь так называемой Гетской кордильерой) и, следовательно, занимал по отношению к ней такое же положение, какое прогиб Раховской зоны (зоны Чахлеу) занимал относительно Мармарошского кристаллического массива. Поскольку вероятна непосредственная связь этих прогибов по простиранию (Băncilă, 1965), разлом, разделявший Северинский прогиб и Гетскую область, мог служить продолжением Главного Мармарошского разлома. С таким предположением согласуется наход-

¹ По данным М. Илича и др. (Ilić et al., 1967) таков же предел возраста серпентинитов на вероятном продолжении рассматриваемого пояса в Восточной Сербии, где найдены включения обломков серпентинита в валанжин-готеривском флише Синая.

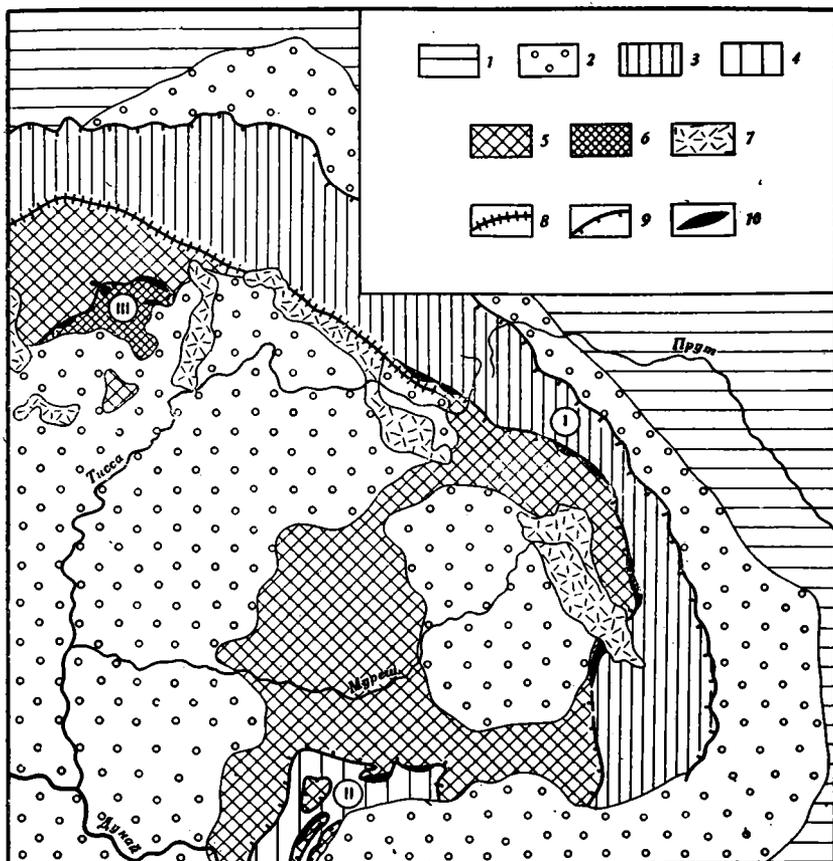


Рис. 3. Тектоническое положение мезозойских серпентинитов Карпат

1—платформенное обрамление; 2—Предкарпатский передовой прогиб, Трансильванский и Паннонский межгорные прогибы; 3—Внешние (Флишевые) Карпаты; 4—Дунайская зона («автохтон»); 5—Мармарошская зона, Гетский покров и области Внутренних Карпат; 6—герциниды Спишско-Гемерского Рудогорья во Внутренних Карпатах Словакии; 7—молодые вулканические гряды; 8—зона Пьенинских утесов (Перипьенинский глубинный разлом); 9—надвиги; 10—районы выходов мезозойских серпентинитов: I—серпентиниты Главного Мармарошского надвига; II—серпентиниты гор Лотру, Парынг, Вылкан и плато Мехединцы (Гетский покров); III—серпентиниты Спишско-Гемерского Рудогорья

дение тектонических линз мезозойских серпентинитов, притертых к подошве Гетского покрова, в горах Лотру, Парынг, и на севере гор Вылкан (Pavelescu, 1964). Соответствующие надвиговые перемещения в Южных Карпатах происходили, скорее всего, а рубеже апта и альба, а также в середине сенона (Кодарча и др., 1961).

По новым данным С. Караматы (устное сообщение), тектонические линзы серпентинитов в сочетании с флишем Синая прослеживаются и далее на юг через Восточную Сербию в районах Планиница, Штубик и Брестовац) вплоть до бассейна р. Тимок, где складчатая система Карпат переходит по простиранию в Балканиды.

* * *

Выше было показано, что в мезозое вдоль Главного Мармарошского разлома Восточных Карпат, по-видимому, существовал протяженный (около 350 км) пояс серпентинитов, продолжение которого можно предполагать в Южных Карпатах и Восточной Сербии. Вероятное время первичного («магматического») становления гипербазитов — триас или

поздняя юра; тектонические перемещения их происходили впоследствии неоднократно вплоть до неогена. В зоне разлома наблюдается свойственное офиолитовым ассоциациям сонахождение гипербазитов со спилитизированными эффузивными базальтоидами и реже с габброидами. На юге базальтоиды сопровождаются субшелочными и щелочными дифференциатами (Dimitrescu, 1957; Cioflica et al., 1966).

По отношению к широко известному офиолитовому поясу Динарид — Эллинид, пояс Карпатских офиолитов, развившийся несравненно слабее, расположен симметрично. Этот глубинный шов отделял внешние (флишевые) зоны Карпат от центральных кристаллических массивов подобно тому, как Боснийско-Вардарская система эвгеосинклинальных прогибов отделяла зоны Высокого Карста — Далматинскую от Сербско-Македонского массива, а Субпелагонийская эвгеосинклиналь отделяла зоны Гаврово-Ионическую от Пелагонийского массива. В обоих поясах офиолитовый магматизм, вероятно, проявился приблизительно в одно время, однако в Карпатах, где он локализован в узких приразломных зонах¹, магматическая активность была во много раз ниже, чем в эвгеосинклинальных прогибах Динарид.

Свойственные альпинотипным гипербазитам геологические условия формирования, петрографические и петрохимические признаки (Thayer, 1960) проявились в Восточных Карпатах с большой полнотой. Сравнение гипербазитов Главного Мармарошского разлома с мезозойскими гипербазитами Динарид — Эллинид, а также Внутренних Карпат Словакии (Спишко-Гемерского Рудогорья, III на рис. 3), показало их большое сходство. Эти глубоко серпентинизированные альпинотипные гипербазиты могут быть противопоставлены мезозойским перидотитам и пироксенитам Паннонского орединного массива (гор Бюкк на севере и Дроча на юге), которые связаны переходом с габброидами и обнаруживают особенности минералогии и химизма, характерные для габбропироксенит-дунитовых формаций.

Литература

- Богданов А. А. Основные черты тектоники Восточных Карпат. Сов. геология; сб. 40, 1949.
- Бойко А. К. Деякі особливості тектонічного розвитку Рахівського масиву. Сб. «Проблеми розвитку природничих і точних наук», Вид-во Львівськ. ун-ту, 1964.
- Бызова С. Л. Подводно-оползневые образования в нижнемеловых отложениях Чивчинских гор (Восточные Карпаты). Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., т. 40, вып. 1, 1965.
- Вялов О. С. Глубинные разломы и тектоника Карпат. Геол. сб. Львовск. геол. о-ва, № 9, 1965.
- Гофштейн И. Д., Краевская А. Л. О структуре Утесовой зоны Карпат. Сб. «Тектоника Карпат», Изд-во «Наукова думка», Киев, 1966.
- Дабаян Н. В., Круглов С. С., Смирнов С. Е. Литология и стратиграфия мелового и палеогенового чехла зоны Закарпатских утесов. Тр. Укр. н.-и. геол.-развед. ин-та, вып. 14, 1965.
- Калужный В. А. К минералогии основных эффузивов Тячевского района. Минералог. сб. Львовск. геол. о-ва, № 4, 1950.
- Книппер А. Л., Костянян Ю. Л. Возраст гипербазитов северо-восточного побережья озера Севан. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 10, 1964.
- Кодарча А., Рэзляну Г., Павелеску Л., Гераси Н., Нэстэсяну С., Берча И., Меркус Д. Общий обзор геологической структуры Южных Карпат между Дунаем и Олтом. Карпато-Балканская Геол. ассоц., V конгр. Гид экскурсий, «В» — Южные Карпаты. Бухарест, 1961.
- Костюк В. П. Геолого-петрографічний нарис магматизму Карпат. Изд-во АН УССР. Киев, 1961.
- Кривин А. Л. Геологическое строение района Кобылецкой Поляны. Геол. сб. Львовского геол. о-ва, № 7—8, 1961.

¹ В Восточных Карпатах спилитизированные базальтоиды формировались в поздней юре и вне Главного Мармарошского шва — вдоль разлома, разделявшего Раховскую и Шипотскую (Черногорскую) зоны Флишевых Карпат (Ломизе, 1968).

- Круглов С. С. О природе Мармарошских утесов Советских Карпат. Геол. сб. Львовского геол. о-ва. № 9, Изд-во «Недра», 1965.
- Лазаренко Э. А. К геологии Карпатских утесовых зон. Материалы Карпато-Балканской ассоц., № 1, Изд-во АН УССР, Киев, 1960.
- Лазько Е. М., Резвой Д. П. О тектонической природе зоны Карпатских утесов. Вестн. Львовского ун-та. Сер. геол., № 1, 1962.
- Лебединский В. И., Шалимов А. И. Отражение этапа островных дуг в современной структуре Карпат. Докл. АН СССР, т. 159, № 4, 1964.
- Ломизе М. Г. Мезозойский вулканизм Советских Карпат. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., т. 41, вып. 5, 1966.
- Ломизе М. Г. О вулканизме в геосинклинали Флишевых Карпат. Докл. АН СССР, т. 170, № 1, 1966.
- Ломизе М. Г. Позднеюрский вулканизм Восточных Карпат. Вестн. Моск. ун-та, сер. IV (геология), № 6, 1968.
- Москалева С. В. Тектоническое положение гипербазитовых формаций в геосинклинальных зонах (на примере Урала). Сб. «Тектоника, магматизм и закономерности размещения рудных месторождений», Изд-во «Наука», 1964.
- Муратов М. В. Тектоника и основные этапы развития Восточных Карпат. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., т. 22, вып. 2, 1947.
- Онческу Н. Геология Румынской Народной Республики. Изд-во «Меридианы», Бухарест, 1960.
- Патрулис Д., Маташ И., Бляху М. Геологическое строение Румынского Мармуреша. Материалы Карпато-Балканской ассоц., № 1, Изд-во АН УССР, Киев, 1960.
- Славин В. И., Хаин В. Е. Роль тектонических разрывов в строении и развитии Восточных Карпат. Материалы VI съезда Карпато-Балканской Геол. ассоц. Докл. сов. геол. Изд-во АН УССР, Киев, 1965.
- Соболев Н. Д. К петрохимии ультраосновных горных пород. Геохимия, № 8, 1959.
- Соболев В. С., Белякова С. М. Об ультраосновной породе в Закарпатской области УССР. Тр. Львовского геол. о-ва, Петрографич. сер., вып. 1, 1947.
- Ткачук Л. Г., Гуржий Д. В., Кривин А. Л. Новые данные о диабазах и серпентинитах Раховского кристаллического массива (Карпаты). Докл. АН СССР, т. 104, № 6, 1955.
- Хесс Х. Х. Серпентиниты, орогенез и эпейрогенез. Сб. «Земная кора». Изд-во иностр. лит., 1957.
- Чернов В. Г. Терригенно-петрографические провинции альбских и сеноманских конгломератов Мармарошской зоны Восточных Карпат. Вестн. Моск. ун-та. Сер. IV (геология), № 2, 1969.
- Băncilă I. Présentation sommaire de la carte Géologique des environs de cheile Bicazului, rédigée par I. Atanasiu. Ann. Comité Géol., t. 24—25, 1957.
- Băncilă I. Sur la tectonique des Carpathes Orientales. Карпато-Балканская Геол. ассоц., VII конгр., Докл. ч. 1, София, 1965.
- Cioflica G., Patrulius D., Ionescu J., Udubaşa G. Les ophiolites triasiques allochtones des monts Perşani (Carpathes Orientales). Rev. Roumaine Géol., Géophys., Géogr., sér. géol., t. 10, No. 1, 1966.
- Dietz R. S. Alpine serpentines as oceanic rind fragments. Bull. Geol. Soc. America, v. 74, No. 7, 1963.
- Dimitrescu R. Asupra unor roci eruptive bazice și ultrabazice din nordul munților Perşani. Comunicările Acad. RPR, t. 7, No. 2, 1957.
- Dimitrescu R. Beiträge zur kenntnis der magmatisch-tektonischen verhältnisse im karpatisch — balkanischen raum. Acta Geol. Hungaricae, t. 10, fas. 3—4, Budapest, 1966.
- Drăghici C. Presence d'une breche tectonique a Ponoare — plateau de Mehedinți. Карпато-Балканская Геол. ассоц., VII конгр. Доклады, ч. 1, София, 1965.
- Dumitrescu I., Săndulescu M., Lăzărescu V., Mirăuță O., Pauleuc S., Georgescu C. Mémoire á la Carte tectonique de la Roumanie (1958). An. Comit. Geol., v. 32, 1962.
- Ilić M., Karamata S., Knežević V. Serpentinities and ultramafic rocks of East Serbia. Carpatho — Balkan Geol. Assoc., VIII Congr., Report, v. 2, Beograd, 1967.
- Ilie M. Structura geologică a munților Perşani: reg. Căciulata — Lupşa, Comana — Veneția. An. Comit. Geol., v. 26, 1953.
- Ilie M. Cercetări geologice in regiunea Rarău — Cimpulungul Moldovei — Pîriul Cailor. An. Comit. Geol., v. 30, 1957.
- Joja T., Alexandrescu G. et al. Carte géologique de la Republique Socialiste de Roumanie (échelle au 1 : 200 000), Rădăuți, Bucarest, 1968.
- Kräutner T. Geologia regiunii cursului superior al Bistritei auriu, Văii Țibăului și Cărlibabei. Dări de seamă ale ședintelor, Inst. Geol. al Romaniei, v. 15, 1930.
- Milovanović B., Kramata S. Über den Diapirismus serpentinitischer Massen. Internat. Geol. Congr., 21st sess., Report, part 18, Copenhagen, 1960.
- Mutihaç V., Brătu E. Fazies und alter der ablagerungen aus den Nördlichen Abschnitt der ostkarpatischen Aussenrandmulde. Карпато-Балканская Геол. ассоц., VII конгр., Докл. ч. 1, София, 1965.

- Patrulius D., Ștefănescu M., Popa E., Popescu I. Geology of the Carpathian Bend. Internat. Geol. Congr., 23st sess., Guide to Excursion 50 AC, Bucharest, 1968.
- Pavelescu L., Pavelescu M. Geologia și petrografia văii Jiului Romînesc între Oslea și Petroșeni. An. Comit. Geol., v. 33, 1964.
- Pavlovitch M. S. Les roches éruptives de Zlatibor. Bull. Soc. Franc. Minéralogie, t. 60, 1937.
- Popescu G., Patrulius D. Stratigrafia Cretacicului și a klippelor exotice din Rarău (Carpatii Orientali). An. Comit. Geol., v. 34, 1964.
- Savu H. Die mesozoischen ophiolithe der rumänischen Karpathen. Acta Geol. Hungaricae, t. 11, fas. 1—3, Budapest, 1967.
- Szentpéteri S. Eruptivgesteine aus Siebenbürgen. Jahr. Kön. Ungar. Geol. Anstalt. Budapest, 1934.
- Taliaferro N. L. Franciscan Knoxville problem. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 27, 1943.
- Thayer T. P. Some critical differences between alpine — type and stratiform peridotite — gabbro complexes. Internat. Geol. Congr., 21st sess., Report, part 13, Copenhagen. 1960.

Московский государственный
университет им. М. В. Ломоносова,
Институт геологии
рудных месторождений,
петрографии, минералогии и геохимии
АН СССР

Статья поступила
6 апреля 1967 г.



УДК 551.242(47)

Л. Ф. АУЭ, В. Н. ТРОИЦКИЙ, О. Г. ШЕРЕМЕТ

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ЦЕНТРАЛЬНЫХ РАЙОНОВ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И ЕГО ОТРАЖЕНИЕ В СТРУКТУРЕ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА

Рассмотрена методика построения глубинных границ раздела, которая заключается в использовании расчетов нижних кромок гравитирующих и магнитоактивных масс для определения средней глубины границ раздела в земной коре, в выборе трансформированного (осредненного) поля, лучшим образом коррелирующегося с данными ГСЗ по ближайшему профилю Кемь—Ухта, и в последующем построении границ методом подбора. Приводятся данные о структурном положении границ М и К на территории Центральные районы Восточно-Европейской платформы, о распределении мощностей гранитного и базальтового слоев, а также о соотношениях мощностей различных слоев коры. Все эти данные сравниваются с поверхностной тектоникой района.

В результате сопоставления выявлены закономерности распределения различных тектонических зон в связи с характером строения земной коры.

Связь глубинного строения земной коры с историей развития и тектоникой верхней части фундамента и осадочного чехла в настоящее время, пожалуй, ни у кого не вызывает сомнений. Она находит свое отражение как в общих чертах тектоники больших территорий, так и в особенностях строения сравнительно небольших участков. Следовательно, выяснение соотношений между особенностями глубинного строения земной коры и элементами приповерхностной тектоники (в первую очередь осадочного чехла) может быть использовано как для прогнозирования глубинной дифференциации земной коры по данным изучения приповерхностной тектоники, так и для решения обратной задачи — распознавания участков со специфичной геологической характеристикой на основе анализа данных о глубинном строении земной коры. При этом, как показывает практика (Моисеенко, 1964), устанавливается этажность связей глубинной и приповерхностной тектоники, т. е. особенности развития наиболее глубоких зон земной коры определяют общие региональные закономерности строения верхних ее горизонтов, в том числе региональные особенности строения осадочного чехла. Строение же осадочного чехла в пределах относительно небольших участков внутри крупных регионов определяется предшествующей историей развития и строением преимущественно верхней части консолидированной коры.

В настоящей работе приведен один из обобщенных вариантов строения глубинных зон земной коры, что естественно дает возможность только в самом общем виде проанализировать некоторые соотношения глубинной структуры со строением осадочного чехла.

Исходными материалами для построения глубинных поверхностей раздела плотностей, отождествляемых с кровлей базальтового слоя (К) и его подошвой (М)¹ явились: карты гравитационного и магнитного

¹ Здесь и далее названия гранитный и базальтовый слои следует считать условными или, вернее, традиционными, выделяемыми только по осредненным значениям физических параметров.

полей центральных районов Восточно-Европейской платформы; данные количественных расчетов гравитационных аномалий; данные гравиметрических наблюдений и материалы ГСЗ по профилю Кемь — Ухта (Грачев и др., 1960); карта рельефа поверхности кристаллического фундамента, а также карты мощностей по различным горизонтам осадочной толщи, составленные комплексной тематической геофизической экспедиции треста Геофизнефтеуглеразведка в 1965 г.

Методика построения поверхностей К и М включала:

1. Осреднение аномалий силы тяжести на территории исследования и на профиле ГСЗ Кемь—Ухта.

2. Статистическую обработку данных ГСЗ и гравиметрии.

3. Аналитические расчеты глубин до нижних кромок гравиактивных масс с помощью логарифмических палеток (Вашилов, 1964) на профиле ГСЗ и в пределах территории исследования.

4. Статистическую оценку наиболее вероятных глубин залегания расчетных элементарных площадок, предположительно относящихся к изучаемым поверхностям.

5. Построение поверхности М по профилям методом подбора по осредненным аномалиям силы тяжести.

6. Построение поверхности К способом подбора по разностным осредненным кривым аномалий силы тяжести.

Выбор подобной методики был обусловлен относительно небольшими размерами исследуемой территории, где мощности земной коры и гранитного слоя не испытывают значительных колебаний (Борисов, 1964; Симоненко, 1965). В этом случае построение границ К и М путем решения прямой задачи с опорой на данные аналитических расчетов является процессом несколько более трудоемким, однако обладающим относительно большими возможностями, по сравнению с расчетами, использующими корреляционные зависимости типа $N_m = f(\Delta g)$ (Борисов, 1962 и др.) или корреляционные связи, представленные набором уравнений множественной регрессии (Каратаев, 1963) и хорошо зарекомендовавшие себя при исследовании глубинного строения земной коры крупных территорий.

Для апробирования указанной выше методики был использован профиль ГСЗ Кемь — Ухта. Аналитические расчеты глубин залегания нижних кромок возмущающих масс, проведенные по аномалиям силы тяжести при помощи логарифмических палеток, показали относительно хорошую сходимость расчетных данных¹ с данными ГСЗ (таблица).

Как видно из таблицы, ошибки в определении глубин в отношении данных ГСЗ составляют 10—15%. Аналогичные расчеты, проведенные по районам Предкавказья, Западной Сибири, Северо-Востока СССР, Охотского моря (Вашилов, Федынский и др., 1966, 1967, 1968), также указывают на хорошее совпадение результатов расчетов глубин по гравиметрическим данным с глубинами по ГСЗ.

Поверхность К на профиле ГСЗ Кемь—Ухта отмечается значительно менее надежно, по сравнению с поверхностью М, вследствие меньшего градиента изменения скоростей V_T на границе гранит-базальт.

Тем не менее, в западной части профиля ГСЗ отмечается прямая корреляционная зависимость между разностной кривой $\Delta g_{R\text{ оф}} = 40 - \Delta g_{R\text{ оф}} = 100 \text{ км}$ и глубинами N_k , которая становится более тесной при учете петрографической неоднородности верхней части фундамента.

¹ Ряд других методов расчетов глубин залегания нижних кромок возмущающих масс (Фишера; интегральных преобразований, по формуле для тонкого пласта и др.) не дали положительных результатов, так как они, по-видимому, не имеют достаточно обоснованных ограничений для реальных условий.

В процессе статистической обработки данных гравиметрии и ГСЗ по профилю Кемь—Ухта выяснилось, что наиболее тесная связь ($\gamma = 0,8$) устанавливается между мощностью земной коры H_M и кривыми аномалий силы тяжести при радиусе осреднения 100 км. Выявить какую-либо корреляционную зависимость $\Delta g = f(H_k)$ не удалось, ввиду недостаточно надежного выделения границы К по данным ГСЗ.

На основе полученных по профилю ГСЗ результатов в пределах территории исследования были проведены расчеты глубин залегания нижних кромок возмущающих масс (около 50 расчетов). Результаты расчетов представлены в виде гистограмм (рис. 1), на которых выделяются две главные моды:

1-я мода, объединяющая глубины от 28 до 40 км, средняя глубина 33 км; 2-я мода, объединяющая глубины от 12 до 20 км, средняя глубина 14 км.

Можно заметить, что на гистограммах выделяются еще два небольших пика на интервалах глубин 8—10 км и 20—24 км. Значения глубин 1-й моды были приняты за исходные для дальнейших построений границы М, значения глубин 2-й моды — за исходные для построения границы К. При решении прямой задачи плотности подкоркового субстрата, базальтового и гранитного слоев в соответствии с общепринятыми представлениями были приняты соответственно 3,3, 2,9 и 2,7 г/см³. Плотности пород осадочного покрова принимались в соответствии с имеющимися фактическими данными (каталоги ВНИИгеофизика, Пермнефтегеофизика и треста Геофизнефтеуглеразведка, 1963).

По данным расчетов были построены разрезы земной коры по 8 профилям, равномерно распределенным на площади исследования, что обеспечивало достаточно надежную экстраполяцию глубин залегания поверхностей К и М в обобщенном виде на всю территорию исследования и дало возможность представить их в виде схематических карт, схем соотношения мощностей, гранитного и базальтового слоев (d_1) и схем соотношения мощностей базальтового слоя и внешней части оболочки земной коры (d_2) (рис. 2, 3, 4).

Погрешность определения глубин, составляющая величину около 4—5 км, дает основание для представления морфологии поверхностей К и М лишь в относительном виде (выделены приподнятые и опущенные участки).

Для характеристики некоторых основных черт внутреннего строения земной коры территории исследования обратимся к схематическим картам, которые можно рассматривать как попытку показать во взаимосвязи соотношения рельефа поверхностей К и М и мощностей слоев, слагающих разрез земной коры и их изменение по вертикали и в плане.

Наибольший подъем поверхности М и К в пределах центральных районов Восточно-Европейской платформы фиксируется, по данным расчетов, в районах Уреня и Солигалича. Относительно приподнятое положение поверхности М фиксируется также в районе Москвы. На юго-запад от Уреня, по данным расчетов, намечается относительное погруже-

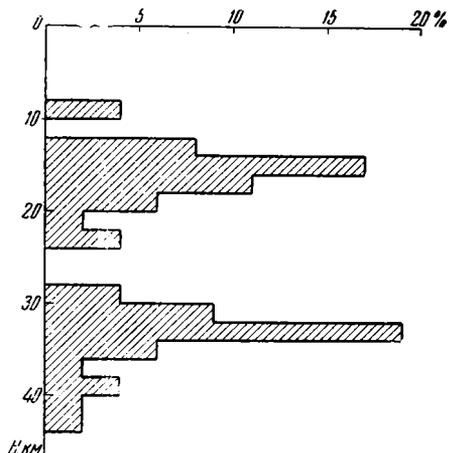


Рис. 1. Гистограммы распределения глубин H до нижних кромок гравитирующих масс

ние поверхности М. Области относительного погружения поверхности К в общих чертах совпадают с областями погружения поверхности М на западе — в районе Калинина, на юге — к югу от Горького. Однако следует отметить, что совпадение в общих чертах морфологических особенностей поверхностей К и М наблюдается для областей, характеризующихся относительно резким градиентом соответствующих поверхностей.

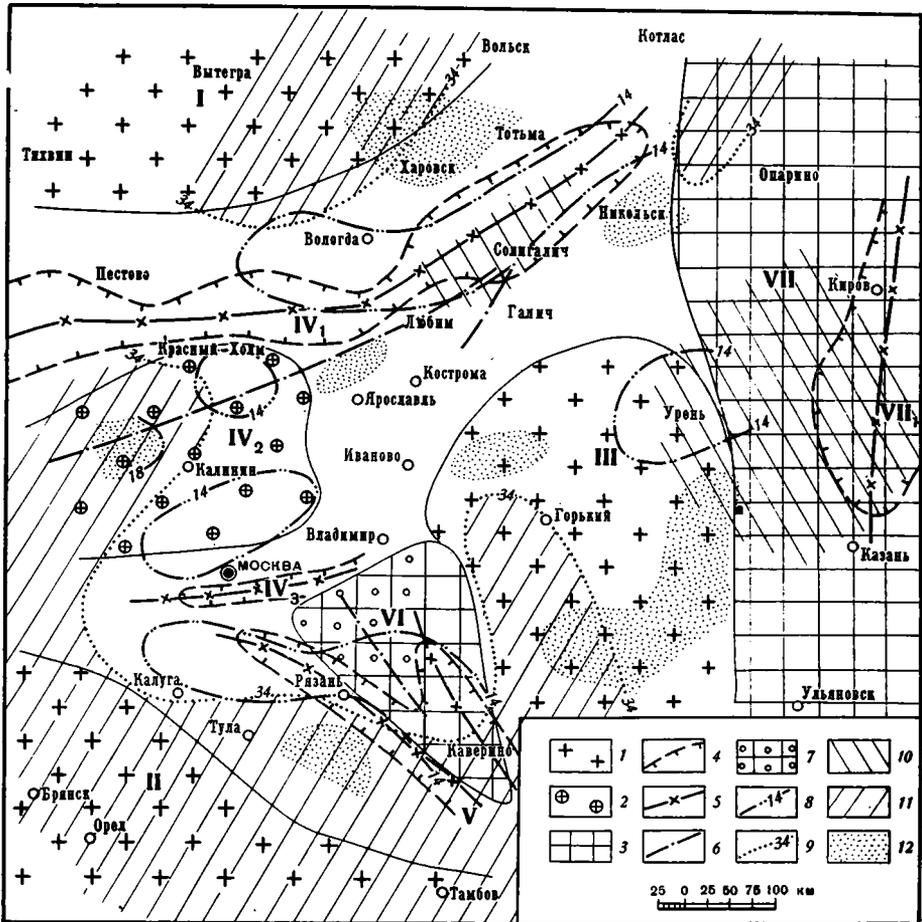


Рис. 2. Сопоставление элементов тектоники центральной части Восточно-Европейской платформы со структурными схемами поверхностей К и М

1— контуры и площади зон устойчивых поднятий; 2— то же внутри Московской синеклизы; 3— контуры и площади зон дифференцированных движений; 4— контуры грабенообразных структур; 5—оси грабенообразных структур; 6—оси важнейших поднятий; 7—участок погребенного нижнепалеозойского выступа; 8—изогипсы поверхностей К; 9—изогипсы поверхности М; 10—зоны воздымания поверхности М; 11—зоны погружения поверхности М; 12—зоны погружения поверхности К

Тектонические элементы: I—склон Балтийского щита; II—склон Воронежского массива; III—Токмовский свод; IV—Московская синеклиза; IV₁—Средне-Русский авлакоген; IV₂—Верхне-Волжский свод; IV₃—Подмосковный грабен; V—Рязано-Саратовский прогиб, зоны дифференцированных движений; VI—Оско-Клязьминская; VII—Опаринско-Ульяновская; VII₁—Кировско-Кажимский грабен

В других районах на фоне плавного погружения поверхности М отмечаются локальные зоны относительных поднятий и погружений поверхности К.

В общих чертах характер соотношения особенностей морфологии поверхностей М и К наглядно представлен на схемах изомощностей «гранитного» (ΔH_g) и базальтового (ΔH_b) слоев, а также на схематических картах d_1 и d_2 (рис. 4, 3). Попробуем теперь проанализировать, имеет-

ся ли какая-либо зависимость между описанными выше сведениями о вероятной структуре глубинных зон земной коры и известными в настоящее время данными о строении осадочного чехла центральной части Восточно-Европейской платформы.

С этой целью нами на все схемы глубинного строения территории вынесены некоторые элементы геологического строения центральных

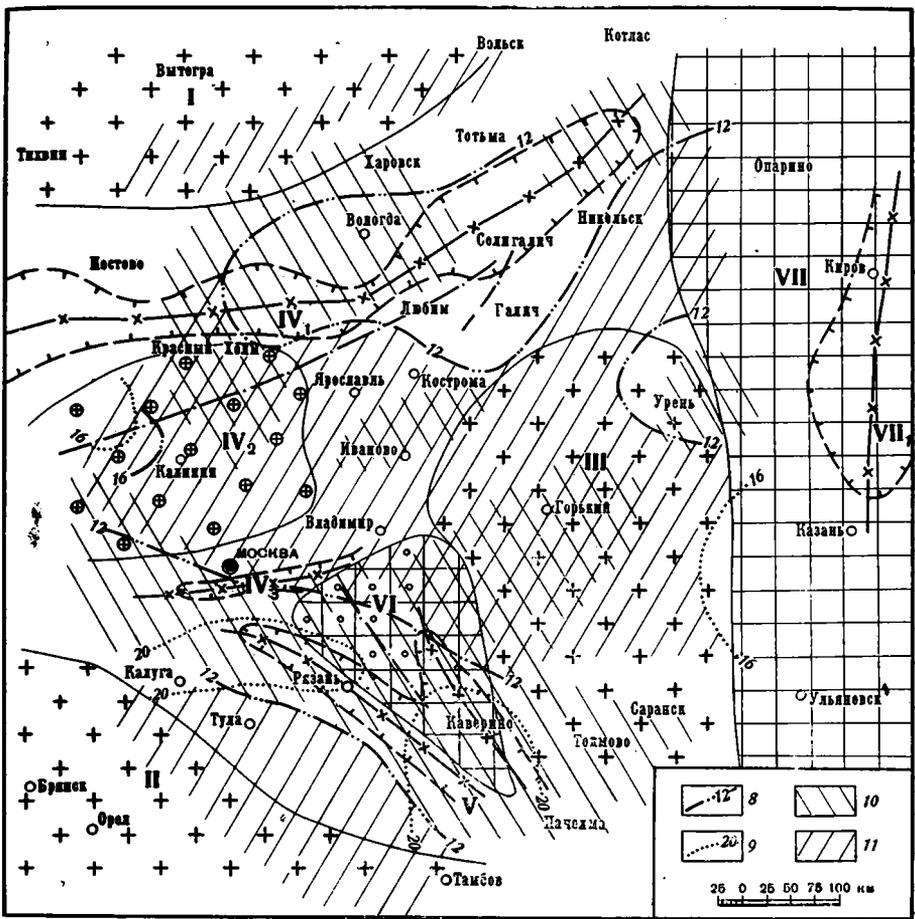


Рис. 3. Сопоставление элементов тектоники центральной части Восточно-Европейской платформы со схемами мощностей гранитного и базальтового слоя

8—изолинии мощностей гранитного слоя; 9—изолинии мощностей базальтового слоя; 10—области повышенных мощностей «базальтового» слоя; 11—области повышенных мощностей «гранитного» слоя.

Условные обозначения 1—7, а также нумерацию нанесенных тектонических элементов см. на рис. 2

районов Восточно-Европейской платформы. Этими элементами являются: зоны сокращенных мощностей палеозойских осадков — склоны Балтийского щита (I) и Воронежского кристаллического массива (II), а также зона в пределах Волго-Уральской антеклизы — Токмовский свод (III); зоны устойчивых прогибаний — осевая часть Московской синеклизы (Средне-Русский авлакоген — IV₁) и прилежащие к ней участки, а также Подмосковский грабен (IV₃), Рязано-Саратовский авлакоген (V). В пределах Московской синеклизы нами показаны также осевые линии важнейших валообразных поднятий, характеризующихся уменьшенной мощностью додевонских пород, и крупная область замедленного прогибания — Верхне-Волжский свод (IV₂). Кроме этого, на схему вынесены некоторые участки, характеризующиеся сменой тектонического режима

в течение палеозоя, участок восточнее Рязани (VI), Шатура — Непейцино—Кавернино, а также меридионально вытянутая зона (VII) восточнее Урэн. На характеристике истории развития этих зон мы остановимся ниже.

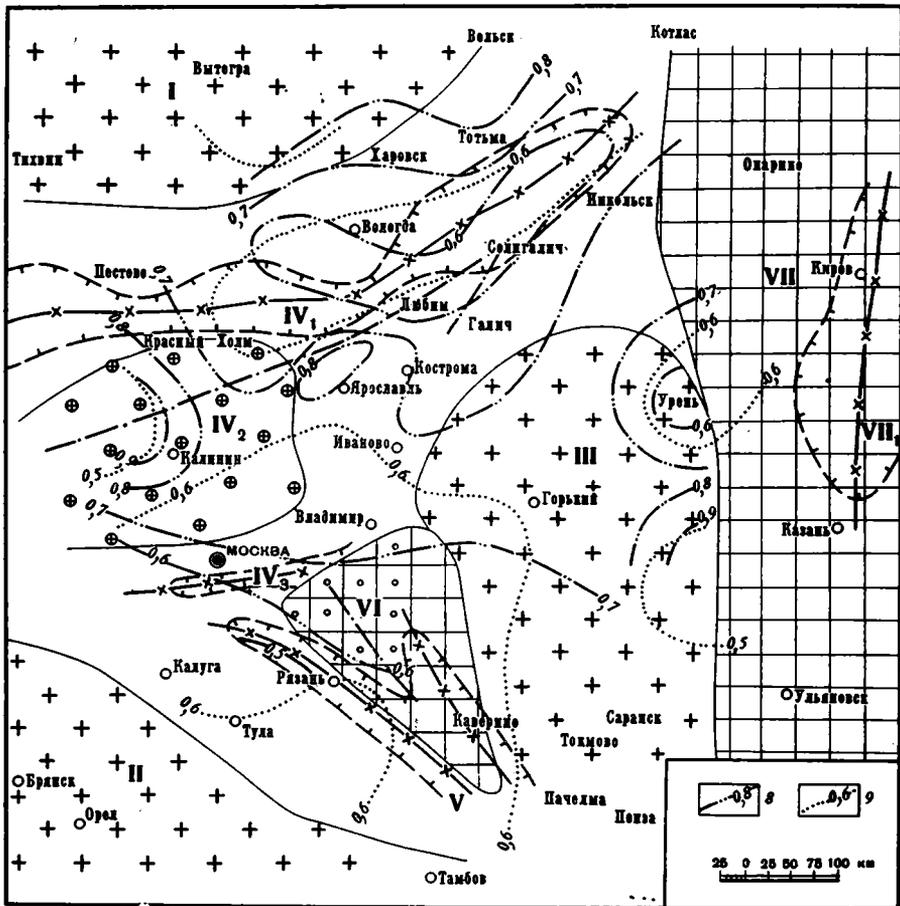


Рис. 4. Сопоставление элементов тектоники центральной Восточно-Европейской платформы со схематическими данными о соотношении слоев консолидированной коры

d_1 — изолинии отношений d_1 ; d_2 — изолинии отношения d_2
 Условные обозначения 1—7, а также нумерацию нанесенных тектонических элементов см. на рис. 2

Сопоставление особенностей строения осадочного чехла центральных районов платформы с теми данным по глубинной структуре коры, которые нам удалось получить в результате интерпретации гравитационного поля, позволяет сделать следующие выводы:

1. Зоны устойчивых поднятий характеризуются в общем относительно сокращенными мощностями всех стратиграфических комплексов. В тектоническом отношении эти зоны представляют собой положительные структуры высшего порядка, входящие в состав центральной части Восточно-Европейской платформы: юго-восточный склон Балтийского щита, часть Волго-Уральской антеклизы, Воронежский кристаллический массив.

Сокращение мощностей всех стратиграфических комплексов, развитых в пределах этих структур, сопровождается следующими особенностями внутренней структуры земной коры:

а) повышенными глубинами залегания подошвы земной коры (поверхность М) и подошвы гранитного слоя (поверхность К).

Это соответствие нарушается в пределах Волго-Уральской антеклизы, где в районе Уреня глубины залегания поверхности М и поверхности К относительно меньше;

б) повышенными значениями мощности гранитного слоя и сокращенными мощностями базальтового слоя. Это соотношение нарушается также в районе Уреня, где мощность гранитного слоя сокращена, а базальтового слоя повышена. Повышена мощность базальтового слоя и в районе Горький — Токмово;

в) увеличенными значениями отношения d_1 и уменьшенными d_2 .

2. Зоны устойчивого прогибания являются наиболее погруженными участками центральных районов Восточно-Европейской платформы, входящими в состав Московской синеклизы (Средне-Русский авлакоген и прилегающие к нему участки, Подмосковский грабен и др.) и Рязано-Саратовского авлакогена.

Повышенные мощности осадочных отложений в пределах этих зон сопровождаются следующими особенностями внутренней структуры земной коры:

а) уменьшенной глубиной залегания подошвы земной коры и подошвы гранитного слоя. Это соответствие нарушается только южнее г. Москвы в районе Подмоскового грабена, где подошва гранитного слоя залегает относительно глубже, чем на соседних участках;

б) уменьшенной мощностью гранитного слоя;

в) зонами увеличенного градиента мощности базальтового слоя для Средне-Русского авлакогена и Подмоскового грабена и увеличенной мощностью этого слоя для района Кавернино-Пачелма;

г) уменьшенными значениями отношения d_1 и увеличенными значениями отношения d_2 .

3. Для зоны сокращенных мощностей додевонских отложений в Московской синеклизе (зона поднятий севернее г. Калинина, — Рыбинск — Любим) отмечается:

а) повышенная глубина залегания поверхности М и поверхности К. Это положение несколько нарушается для участка южнее Красного Холма, где глубина залегания поверхности К несколько уменьшена;

б) увеличенная мощность гранитного и сокращенная базальтового слоев (в районе Красного Холма мощность базальтового слоя повышена);

в) повышенными значениями d_1 и уменьшенными d_2 .

4. Зоны дифференцированных движений в районах восточнее Шарьи и восточнее Рязани характеризуются уменьшенными глубинами залегания подошвы земной коры.

Установленные выше закономерности в связях характера развития отдельных участков центральных районов Восточно-Европейской платформы и внутренней структуры земной коры в основном сводятся к следующему:

а) главная область прогибания (Средне-Русский авлакоген) характеризуется уменьшением мощности земной коры и мощности гранитного слоя. Одновременно к этой зоне приурочено некоторое увеличение мощности базальтового слоя;

б) все области сокращенных мощностей осадочного чехла характеризуются в основном увеличенной мощностью земной коры и увеличенной мощностью гранитного слоя. Исключением является участок Волго-Уральской антеклизы в районе Уреня и участок южнее Красного Холма (на этих участках мы остановимся ниже);

в) участки дифференцированных движений, характеризующиеся различной интенсивностью и разными знаками тектонических движений на

разных этапах геологической истории, лежат в зонах уменьшенной мощности земной коры.

Теперь остановимся несколько подробнее на тех участках, которые выпадают из общих закономерностей в корреляционных связях.

Наиболее интересным в этом отношении является Уренский участок, расположенный на западном склоне Волго-Уральской антеклизы, который характеризуется приближением к поверхности земной коры подошвы гранитного слоя, сокращенной мощностью гранитного и повышенной мощностью базальтового слоев. В осадочной толще это зона незначительно повышенной мощности додевонских и девонских отложений, повышенной мощности пород карбона и несколько сокращенной мощности отложений перми. Иными словами, это область несколько более интенсивного прогибания, чем соседние участки Волго-Уральской антеклизы — Токмовский и Котельнический своды.

По характеристике структуры земной коры это зона антиклинального развития, которая была вовлечена в прогибание вместе с соседней, интенсивно прогибавшейся областью — Московской синеклизой. Но ведь и центральная, наиболее прогнутая часть Московской синеклизы — Средне-Русский авлакоген характеризуется почти такой же внутренней структурой земной коры, что и Уренский участок Волго-Уральской антеклизы. Есть ли здесь противоречия? На наш взгляд, противоречий нет, поскольку Средне-Русский авлакоген заложен в пределах такой же древней антиклинальной зоны, а особенности внутреннего строения, отражающие его наличие, относятся к тем деталям, которые не являются предметом разбора в настоящей статье.

Второй участок с подобными же соотношениями поверхностей К и М с мощностью осадочного чехла расположен в западной части Московской синеклизы, в районе Красного Холма. На этом участке повышена глубина залегания подошвы земной коры, уменьшена глубина залегания подошвы гранитного слоя, повышена мощность базальтового слоя. Участок характеризуется спокойным изменением мощностей всех горизонтов осадочного чехла, за исключением отложений девона и перми, мощность которых относительно повышена.

Таким образом, анализ внутренней структуры коры показывает, что это участок устойчивого антиклинального развития, который в период платформенной истории в незначительной степени и на отдельных этапах менял знак движений.

Проведенная нами работа отвечает первому этапу изучения взаимосвязи глубинной и поверхностной тектоники, поскольку степень разбуренности исследуемой территории весьма низкая. Усиление глубокого бурения, привлечение результатов структурно-картировочного бурения, наконец, глубокая проработка всего геолого-геофизического материала с целью изучения структуры верхней части фундамента (гранитного слоя) может явиться основой для установления связей внутренних структур фундамента и более мелких деталей строения осадочного чехла.

Литература

- Борисов А. А. О некоторых особенностях глубинной структуры платформенных территорий СССР. Сов. геология, № 1, 1962.
- Борисов А. А. Морфология поверхности М и ее структурное значение. Сов. геология, № 4, 1964.
- Вашиллов Ю. Я. Билогарифмическая палетка для интерпретации аномалий Δg от возмущающих тел в форме прямоугольного параллелепипеда с верхней гранью на плоскости наблюдений. В кн. «Геофизические исследования», Изд-во МГУ, 1964.
- Вашиллов Ю. Я., Маркунский В. С. Метод гравиметрических исследований слоисто-глыбовой структуры земной коры (на примере Предкавказья) Изв. АН СССР. Сер. Физика земли, № 10, 1966.
- Вашиллов Ю. Я. Закономерность в распределении глубин заложения разломов. Сов. геология, 1967, № 3.

- Вашилов Ю. Я., Володарский Г. Ф., Литвиненко О. К., Ушаков С. А., Федынский В. В. Применение математических методов при интерпретации результатов региональных геофизических исследований. Докл. сов. геол. на XXIII сес. Междунар. геол. конгр., Сб. «Проблемы математики в геологии», Изд-во «Наука», 1968.
- Грачев Ю. Н., Дехнич М. Я., Литвиненко И. В. Глубинные геофизические исследования Балтийского шига. Докл. сов. геол. на XXI сес. Междунар. геол. конгр. Изд-во АН СССР, 1960.
- Каратаев Г. И. Линейное прогнозирование геологического строения земной коры по гравитационным и магнитным аномалиям. Тр. ин-та геол. и геофизики СО АН СССР, Изд-во АН СССР, 1963.
- Моисеенко Ф. С. Глубинное строение земной коры и его связь с геологическим развитием на примере юго-востока центрального Казахстана. Геология и геофизика, № 10, 1964.
- Симоненко Т. Н., Толстихина М. М. Некоторые закономерности глубинного строения территории СССР. Сов. геология, № 1, 1965.

Геофизнефтеуглеразведка
Москва

Статья поступила
16 июля 1966 г.

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 551.24(571.56)

В. Ф. ОГАЙ

МИГРАЦИЯ ОСИ ПРЕДВЕРХОЯНСКОГО КРАЕВОГО ПРОГИБА

Известно, что краевые прогибы в своем развитии мигрируют в сторону платформы (Шатский, 1945; Богданов, 1955; Пушаровский, 1959; Белоусов, 1962). Но в Предверхоянском прогибе этот процесс многими отрицается (Моор, 1937; Лазуркин, 1957). По их мнению, мощность нижнего мела, выполняющего прогиб, увеличивается с запада на восток и достигает максимума в восточной части распространения этих отложений, в зоне сочленения прогиба со складчатой областью. Они полагают, что в раннемеловое время на месте Верхоянского мегантиклинория не существовало поднятия и, таким образом, здесь предполагается осадконакопление и, очевидно, не меньшей мощности, чем в центральных частях прогиба. Соответственно Верхоянская антиклинальная зона и Предверхоянский краевой прогиб, а также все те разнообразные структуры, которые мы наблюдаем в настоящее время в них, образовались в результате кратковременного одноактного процесса складкообразования, происшедшего в основном в позднемеловое время.

Существует другая точка зрения, согласно которой Верхоянский мегантиклинорий является структурой длительного развития; формирование Предверхоянского прогиба связывается с заключительными наиболее мощными складкообразовательными тектоническими движениями, проявившимися преимущественно в раннемеловое время (Атласов, 1938, 1957; Пушаровский, 1959). Эти исследователи предполагали наличие миграции Предверхоянского прогиба в сторону платформы. Наши данные позволяют доказать, что мощности осадков отдельных веков нижнемеловой эпохи уменьшаются от осевой линии прогиба для соответствующего времени не только в сторону платформы, но и в сторону геосинклинали, и тем самым подтвердить миграцию оси прогиба.

Исключительно благоприятным местом для наблюдений такого явления может служить район нижнего течения р. Лены, от устья р. Бесюке до пос. Чекуровка (Булунская впадина, Огай, 1965). На этом участке, на левом берегу р. Лены, обнажается весь разрез нижнемеловых отложений, причем, одни и те же свиты вскрываются в нескольких местах вкрест простирания пород. А так как в Булунской впадине формирование краевого прогиба происходило только в течение нижнемелового времени, то есть все основания проследить положение оси прогиба от начала заложения прогиба и до конечного этапа его развития (рисунок).

Нижне- и средневаланжинское время; период накопления хаиргасской свиты. Свита представлена прибрежно-морскими аргиллитами, алевролитами и песчаниками (последние резкое преобладают), переслаивающимися друг с другом. Аргиллиты и алевролиты темно-серые с многочисленными включениями пирита и фосфорита. Песчаники серые мелко- и среднезернистые с гальками, линзами конгломератов, волноприбойными знаками, кривой слоистостью, конкрециями известковистых песчаников, следами глубоких размывов. Нижняя граница свиты проводится по подошве аргиллитовой пачки, которая с размывом залегаet на маломощных глинистых отложениях верхней юры. Верхняя граница ее отбивается по подошве первого пласта угля кигиляхской свиты.

Мощность отложений свиты в южной части мыса Чуча составляет 348 м, в южной части мыса Чекуровского — 392 м, ниже устья ручья Буотар — 288 м.

Хаиргасская свита вскрывается и в других районах Булунской впадины, в частности в среднем течении р. Бесюке. Разрез представлен исключительно песчаниками с очень тонкими и редкими прослоями аргиллита, линзочками угля, слабо окатанными гальками, волноприбойными знаками, крупной кривой слоистостью, а также с редкой морской фауной. Мощность 205 м.

Анализ мощностей и вещественного состава отложений хаиргасской свиты позволяет сделать следующие выводы. Область наибольшего погружения в начальные стадии развития краевого прогиба (в нижне- и средневаланжинское время) совпадала с меридианом южного склона мыса Чекуровского. Об этом свидетельствует не только

наибольшая мощность свиты, но и наличие здесь прослоев и линз известковистого песчаника и известняка. На северном склоне Чекурковского мыса отложения хайргасской свиты имеют меньшую мощность, что объясняется влиянием крупного Хараулахского поперечного поднятия, расположенного на широте устья ручья Атыркан. Интересно, что в первые этапы развития прогиба ось его проходила через район Хараулахского выступа основания прогиба (Пушаровский, 1959 и др.) — факт весьма значительный, указывающий на то, что выступ в это время еще не существовал и на его месте была расположена центральная часть прогиба. Однако этого нельзя сказать о других аналогичных структурах. В частности, Сытыганский выступ основания прогиба (Огай, 1965) был расположен ближе к складчатому сооружению Верхоянья, и здесь накапливались более грубые и менее мощные отложения, чем в районе Хараулахского структурного комплекса.

Верхневаланжинское время; период накопления кигиляхской и надкигиляхской свит. Разрез кигиляхской свиты представлен песчаниками, алевролитами, аргиллитами, и углями, переслаивающимися между собою. Песчаники пятнистые, серые, в основном мелко- и среднезернистые и перекрестной косою слоистостью, волноприбойными знаками, растительными остатками, ориентированными перпендикулярно напластованию. Встречается редкая морская и пресноводная фауна Аргиллиты и алевролиты темно-серые с большим количеством мелких обуглившихся растительных остатков и прослоями углистого сланца и угля. Надкигиляхская свита сложена однообразными зеленовато-серыми мелкозернистыми косослоистыми песчаниками. Часто встречаются следы размыва глубиной до 2 м, окатыши размером до 15 см, а также линзы аргиллита и угля мощностью до 5 см. Мощности кигиляхской и надкигиляхской свит составляют на южном склоне Чекурковского мыса соответственно 226 м и 130 м, а на южном склоне мыса Чуча — 127 м и 55 м.

Кигиляхская свита, описанная в среднем течении р. Бесюке, представлена песчаниками зеленовато-серыми мелко- и среднезернистыми с глинистыми окатышами, волноприбойными знаками и 7 прослоями угля мощностью 5—18 см. Общая мощность 152 м. Обращает на себя внимание песчаный состав свиты, отсутствие аргиллитов и алевролитов, чего нет в разрезах мыса Чекурковского и мыса Чуча. Это, очевидно, объясняется тем, что этот район был более удален от области сноса, чем среднее течение р. Бесюке.

Анализ мощностей показывает, что наиболее интенсивно погружался район южного склона Чекурковского мыса (суммарная мощность свит составляет 356 м). К юго-западу их мощность резко сокращается и составляет всего 182 м. Если мы попытаемся восстановить строение краевого прогиба в верхневаланжинское время, то получим следующую картину. Ось краевого прогиба проходила по меридиану южного склона мыса Чекурковского. К востоку от этой оси был расположен внутренний борт прогиба, захвативший район Хараулахского выступа, а к западу — внешний борт прогиба, начинающая от мыса Чуча. Ось прогиба в верхневаланжинское время мало сместилась к западу

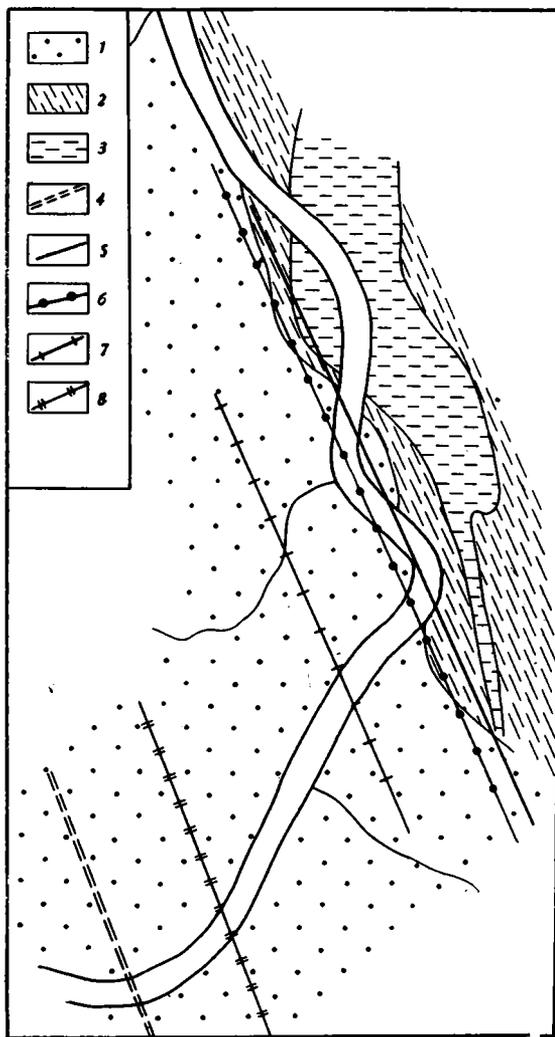


Схема миграции оси краевого прогиба

1—нижний мел; 2—пермь; триас, юра; 3—рифей, кембрий; 4—граница пригеосинклинальной и приплатформенной зон краевого прогиба. Положение оси прогиба; 5—в валанжинском веке; 6—в готеривском веке; 7—в барремском веке; 8—в аптском веке

по сравнению с ниже- и средневаланжинским временем, всего на 1—2 км. Обращает на себя внимание резкое усиление погружения осевой части прогиба по сравнению с внешней бортовой частью. Возможно, это связано с нарастанием активности тектонических движений, в связи с чем прогиб получает все более четкое морфологическое выражение.

Готеривский век; период накопления кюсюрской свиты. Свита опознается легко, так как залегает между массивными и однообразными толщами песчаников. Сложена она песчаниками, алевролитами, аргиллитами и углями, чередующимися между собой. Песчаники зеленовато-серые, преимущественно мелкозернистые, косослоистые с линзами конгломерата, угля, конкрециями известковистых песчаников, волноприбойными знаками. Аргиллиты и алевролиты темносерые с большим количеством тонких линзочек угля. Встречаются прослои угля мощностью до 0,5 м. Характерной особенностью отложений свиты является наличие отдельных относительно мощных прослоев песчаников. На южном склоне мыса Чуча мощность их достигает 45 м, а на южном склоне мыса Чекуровского — 34—40 м. Причем наиболее мощные прослои песчаников наблюдаются там, где фиксируется наибольшая мощность свиты. Мощность кюсюрской свиты на южном склоне мыса Чекуровского составляет 355 м, мыса Чуча — 421 м, в ядре Кюсюрской антиклинали — 228 м. Ось краевого прогиба в период накопления кюсюрской свиты смещается к западу примерно на 5 км и совпадает с меридианом южного склона мыса Чуча (см. рис.).

Примерно то же самое можно наблюдать на участках развития отложений надкюсюрской свиты, представленной однообразной толщей зеленовато-серых мелко- и среднезернистых песчаников, имеющих массивное строение. Встречаются растительные остатки, крупные срезающие сернической слоистости, различные по форме и размеру конкреции мелкозернистых известковистых песчаников, линзы аргиллита, угля, алевролита и конгломерата. Наибольшая мощность — 480 м зафиксирована на южном склоне мыса Чуча. По обе стороны от осевой части прогиба происходит уменьшение мощности. Так, на южном склоне Чекуровского мыса она составляет 380 м, а на северо-восточном крыле Кюсюрской антиклинали — около 350 м.

Барремский век; период накопления булунской свиты является новым этапом в истории формирования угленосной толщи Предверхоянского краевого прогиба. Свита представлена песчаниками, алевролитами, аргиллитами и углями с рассеянными гальками и мелкой косой слоистостью. Мощность булунской свиты на южных склонах мыса Чекуровского — 22 м, мыса Чуча — 31 м, в районе пос. Булун — 78 м, а на юго-западном крыле Кюсюрской антиклинали — 35 м, в районе устья ручья Казарма — 25 м. Эти данные позволяют довольно точно определить морфологию краевого прогиба в барремском веке и установить положение его оси. Последняя вытягивалась меридионально в 3 км к западу от пос. Булун, т. е. сместилась в сторону платформы по сравнению с периодом накопления кюсюрской свиты примерно на 9 км. Лежащая выше надбулунская свита сложена однообразными песчаниками зеленовато-серыми мелко- и среднезернистыми массивными с редкими караваеподобными конкрециями известковистых песчаников. Встречаются линзы угля мощностью до 5—7 см. Отчетливо заметны крупные размывы глубиной до 2—3 м, косая слоистость, рассеянные окатыши, обуглившиеся стволы деревьев до 0,3 м в диаметре. Мощности свиты с запада на восток в сторону складчатой области составляют: на юго-западном крыле Кюсюрской антиклинали 250 м, в районе пос. Булун 180 м, в южной части мыса Чекуровского 120 м. В период накопления надбулунской свиты ось краевого прогиба смещается еще дальше к западу и совпадает с меридианом юго-западного крыла Кюсюрской антиклинали.

Аптский век; период накопления огоньор-юряхской свиты. Свита представлена чередованием песчаников, алевролитов, аргиллитов и углей. Песчаники серые, мелкозернистые с крупными срезающими и мелкими перекрестными сериями косой слоистости, волноприбойными знаками и с конкрециями серых мелкозернистых известковистых песчаников. Встречаются линзы средне- и крупнозернистых песчаников, в которых особенно много крупных обуглившихся растительных остатков. Аргиллиты и алевролиты темносерые. Характерно наличие, особенно в аргиллитах, многочисленных конкреций со скорлуповатым строением размером 5—7 см. Встречаются линзы угля и углистого сланца. Мощность огоньор-юряхской свиты на юге Чекуровского мыса равна 105 м, в районе пос. Булун 187 м, около устья ручья Огоньор-Юрях 332 м. Ось краевого прогиба в апте совпала примерно с меридианом западного крыла Огоньор-Юряхской синклинали и сместилась к западу по сравнению с барремским временем на 10—15 км (см. рисунок).

И, наконец, в период формирования песчаников лукумайской свиты (апт — альб) ось краевого прогиба занимает уже конечное самое западное положение и совпадает с меридианом, проходящим по центральной части мульды Огоньор-Юряхской синклинали.

ВЫВОДЫ

1. Прослеживая историю развития краевого прогиба, начиная от нижнего валанжина и до апт-альбского времени включительно, совершенно отчетливо можно заметить, как ось его каждый раз занимает новое положение. В течение всего времени формирования краевого прогиба ось его мигрировала с востока на запад примерно на 30—35 км.

2. Миграция оси прогиба происходит только в пределах пригеосинклинальной зоны. Ось конечной стадии развития краевого прогиба расположена примерно на 10 км ближе к складчатой области, чем граница приплатформенной и пригеосинклинальной зон.

3. Скорость миграции краевого прогиба во времени нарастает и достигает максимума в последние этапы его развития, затем происходит резкое ослабление тектонического движения.

4. Миграция краевого прогиба связана не столько с орогеническими процессами в сопредельном складчатом сооружении, сколько со складчатыми движениями последнего этапа геосинклинального развития. Верхоянский мегантиклинорий в период формирования краевого прогиба не представлял собой типичной горной страны, как в настоящее время.

Горообразовательные процессы, происходившие в послескладчатые этапы развития, в основном в третичное и четвертичное время, не привели к существенному усложнению складчатых структур. Миграция прогиба в этот период развития, по существу, не происходила.

Литература

- А т л а с о в И. П. Орулганский хребет. Тр. Всес. аркт. ин-та, т. 99, вып. 1, 1938.
А т л а с о в И. П. Геологическое строение северной части Верхоянского хребта. Тр. н.-и. ин-та геологии Арктики, т. 81, 1957.
Б е л о у с о в В. В. Основные вопросы геотектоники. Госгеолтехиздат, 1962.
Б о г д а н о в А. А. Некоторые замечания о краевых прогибах. Вестн. МГУ, Сер. геол., № 8, 1955.
Л а з у р к и н В. М. Геологическое строение района нижнего течения р. Лены. Ленская впадина, Тр. н.-и. ин-та геологии Арктики, т. 81, 1957.
М о о р Г. Г. К проблеме тектонического районирования центрального сектора Арктики. Проблемы Арктики, № 5, 1937.
О г а й В. Ф. Тектоника северной части Предверхоянского краевого прогиба. Изв. Высш. учебн. завед., Геол. и разв., № 10, 1965.
П у щ а р о в с к и й Ю. М. Краевые прогибы, их тектоническое строение и развитие. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 28, Изд-во АН СССР, 1959.
Ш а т с к и й Н. С. Очерк тектоники Волго-Уральской нефтеносной области и смежной части западного склона Южного Урала. Изд-во Моск. о-ва испыт. природы, 1945.

Курганский государственный
педагогический институт

Статья поступила
3 февраля 1967 г.

УДК 551.242(234.9)

М. В. А В Д У Л О В

СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ КАВКАЗА И КРЫМА ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Схемы строения земной коры составлены с учетом как сейсмических, так и гравиметрических данных. Основой для количественной интерпретации гравитационного поля явились полевые исследования сотрудников Грузинской АН, геофизиков Азербайджана, Московского университета, Института физики Земли и целого ряда других организаций.

Сейчас известно много работ, посвященных строению земной коры на Кавказе. Среди них в первую очередь следует отметить монографию Б. К. Балавадзе «Гравитационное поле и строение земной коры в Грузии» (1957). В свое время большинство исследователей заслуженно дало этой работе очень высокую оценку, и многие положительные работы сохраняют свое значение в настоящее время. Однако в монографии Б. К. Балавадзе, так же как и в его более поздней работе (Балавадзе, Шенгелая, 1961) использованы гравиметрические материалы, которые были получены на Кавказе 10—12 лет назад. При современных темпах исследований десять лет достаточно большой срок, по крайней мере для той части геофизических выводов, которые основаны на фактических данных. За последние годы была выполнена гравиметрическая съемка на территориях Западного Кавказа и Горного Крыма. Опубликованы первые результаты глубокого сейсмического зондирования на Кавказе. Проведена работа по изучению Эльбрусского гравитационного минимума и т. д. Все эти материалы не нашли, да и не могли найти отражения в монографии Б. К. Балавадзе (1957). Поэтому представляется целесообразным вернуться к обсуждению поставленной темы с учетом тех фактических дан-

ных, которые получены за последнее десятилетие. Как уже отмечалось, схемы строения земной коры составлены с учетом как сейсмических, так и гравиметрических данных. На рис. 1 профили ГСЗ нанесены сплошными линиями, расчетные гравиметрические профили — пунктиром.

Данные глубинного сейсмического зондирования и результаты количественной интерпретации гравитационного поля не всегда между собой хорошо совпадают. Поэтому в разных случаях нам приходилось отдавать предпочтение тому или иному геофизическому методу. Так как этот вопрос является вопросом точности полученных результатов, он очень важен, и мы остановимся на нем несколько подробнее.

В настоящее время большинство исследователей уверено в том, что среди геофизических методов сейсмический является наиболее точным. Такая высокая оценка точности сейсмического метода стала возможной благодаря тем большим успехам, кото-

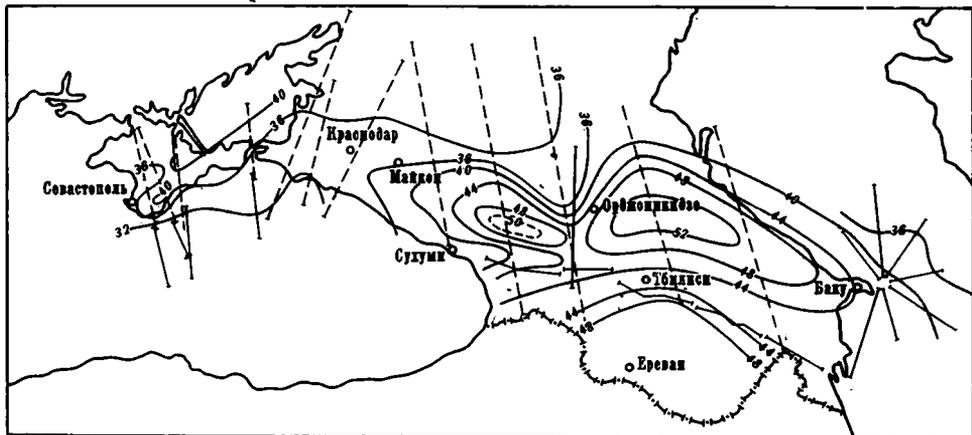


Рис. 1. Изопахиты поверхности «М»

рые были достигнуты сейсморазведкой при решении различных задач нефтяной геологии. Сейсмический метод оказался весьма эффективным при изучении слоистых осадочных толщ и структур с малыми углами наклона. С точки зрения сейсмической разведки идеальным является случай, когда границы раздела в земной коре представляют собой ровные горизонтальные площадки. Такое условие обеспечивает наиболее высокую точность при изучении границ раздела сейсмическим методом.

С другой стороны, правметрия, при изучении пологих структур осадочного чехла, не оправдала тех больших надежд, которые на нее одно время возлагались. Однако такой результат нельзя считать неожиданным, так как из общих положений теории интерпретации гравитационного поля следует, что при границах раздела с малыми углами наклона рассчитывать на высокую точность интерпретации аномалий силы тяжести не приходится.

Для решения различных задач нефтяной геологии в настоящее время с успехом применяется корреляционный метод преломленных волн. Для определения глубины раздела по этому методу требуется знание средней скорости в покрывающей толще. Поскольку нефтяники имеют дело с относительно малыми глубинами (около нескольких километров) и располагают сравнительно большим количеством скважин, определение средней скорости с помощью сейсмокаротажа с достаточно высокой точностью в этом случае не вызывает больших затруднений.

Таким образом, сравнительно гладкие и спокойные границы раздела, а также знание с высокой точностью средней скорости в покрывающей толще, обеспечили высокую эффективность сейсмического метода при изучении структуры осадочного чехла.

Положение резко меняется, когда от изучения осадочной толщи платформенных районов корреляционный метод преломленных волн (или его разновидность — метод глубинного сейсмического зондирования) переносятся на изучение сложных в тектоническом отношении складчатых областей. Большая глубина границ раздела исключает применение каротажа для изучения средней скорости. В то же время метода, который позволил бы определить среднюю скорость в покрывающей толще с эквивалентной точностью, не существует.

Однако главные трудности, которые отрицательно сказываются на возможностях глубинного сейсмического зондирования при изучении складчатых областей, заключаются не в этом.

Сейсмический метод в состоянии обеспечить высокую точность только в том случае, если имеется хорошо увязанная корреляционная система встречных и нагоняющих годографов. В складчатых областях, в условиях очень сложного и расчлененного рельефа, такую систему, как правило, получить не удается. А это означает, что в подобных

условиях, вообще говоря, уже нельзя исключать возможность перехода с волны, отвечающей одной границе раздела, на другую волну.

Как показал опыт изучения земной коры под Горным Крымом, углы наклона глубоких границ раздела здесь достигают 50° . Столь большие углы наклона должны заметно сказываться на эффективности сейсмических методов. Кроме того, в тектонически активных областях поверхности раздела осложнены разрывами, сбросами, надвигами, амплитуды которых могут достигать нескольких километров. Все это чрезвычайно усложняет выделение полезных волн на сейсмограммах и приводит к такой сложной записи, расшифровать которую в некоторых случаях удается только с очень большим трудом.

Вместе с этим следует учитывать, что увеличение углов наклона границ раздела благоприятно сказывается на возможностях гравиметрического метода. Точность интерпретации гравитационного поля тем выше, чем круче углы наклона поверхности, ограничивающей возмущающее тело. С другой стороны, отдельные неровности границы не сказываются на результатах интерпретации, так как гравиметрический метод к ним не чувствителен.

Таким образом, при переходе от спокойных платформенных районов к сложным складчатым сооружениям падает точность ГСЗ и растет точность гравиметрического метода. Рассмотрим два примера.

На профиле, пересекающем Большой Кавказ в направлении Степное — Бакуриани, данные гравиметрии и ГСЗ в части определения мощности земной коры хорошо совпали (Авдулов, 1963; Юров, 1963). Однако на разрезе, составленном по данным глубинного сейсмического зондирования, отсутствует граница Конрада, не потому, что она действительно отсутствует, а потому, что имеет сложную форму, и проследить волны от этой поверхности оказалось весьма трудной задачей. Вместе с этим, по гравиметрическим данным, поверхность Конрада прослеживается достаточно четко, хотя она имеет сложную форму и крутые углы наклона.

Известно, что в Горном Крыму интерпертация аномалий силы тяжести и исследования по глубинному сейсмическому зондированию дали результаты, которые трудно увязать между собой. В этом районе оценки мощности земной коры по результатам гравиметрии и ГСЗ расходятся более, чем на 10 км. В подобных условиях желательна привлечение новых геофизических данных для решения спорной проблемы.

Интерпретация микросейсмических наблюдений и записей продольных длиннопериодных волн (волн РL) на сейсмических станциях в Симферополе, Алуште и Феодосии позволила группе сотрудников кафедры физики Земли физического факультета МГУ под руководством Т. А. Проскуряковой прийти к выводу, что мощность земной коры под Горным Крымом в направлении Алушта — Симферополь меняется в пределах 33—39 км. Полученные результаты находятся в хорошем согласии с результатами количественной интерпретации гравитационного поля.

На основе изложенных выше соображений была принята следующая методика составления схемы земной коры Кавказа и Крыма. В тектонически относительно спокойных районах, для которых удалось получить хорошо увязанные системы годографов, предпочтение отдавалось сейсмическим материалам. Это прежде всего относится к профилям глубинного сейсмического зондирования в акватории Черного моря, на эписерцинской платформе, в Рионской и Куринской впадинах (Давыдова и др., 1966; Непрочнов, 1960; Субботин и др., 1963). Непосредственно под складчатыми сооружениями структура земной коры, в основном, определена по результатам интерпретации гравитационного поля.

Полученные схемы (рис. 1, 2, 3) достаточно наглядны, и нет нужды останавливаться на их подробном описании. Однако несколько замечаний следует сделать.

Рассматриваемые результаты свидетельствуют о том, что верхняя мантия под Центральным Кавказом лежит на средней глубине около 48 км. Следовательно, Кавказ, в целом, далек от состояния изостатического равновесия и значительно перегружен. Наиболее полно эта особенность проявляется в западной части Кавказского хребта, где высоким отметкам рельефа отвечают интенсивные положительные аномалии силы тяжести в редукции Буге. Поверхность Мохоровичича под Западным Кавказом лежит на средней глубине 34 км.

Расположение глубинных структур земной коры не оставляет сомнения в том, что в целом на исследуемой территории господствующими являются простирания кавказского направления. Однако наиболее четко они проявляются в верхних этажах земной коры или «гранитном» слое. С увеличением глубины формы кавказского простирания становятся менее резкими. Так, сопоставив карты распределения мощностей «базальтовых» и «гранитных» слоев, легко убедиться в том, что формы кавказского простирания в последнем выражены значительно лучше. Это позволяет сделать вывод, что Кавказ, как складчатое сооружение, обязан формированию «гранитного» слоя.

Полученные результаты дают основание для определенных выводов о механизме горообразовательных движений на Кавказе. Анализ этой проблемы удобно начать с вопроса о месте приложения тектонических сил.

Допустим, что силы, вызвавшие горообразовательные движения, приложены в подкоровой части. В этом случае наиболее поднятому участку хребта должен отвечать максимальный подъем поверхности Мохоровичича, опущенной части — прогиб. Однако

не только для Кавказа, но и для большинства изученных складчатых систем картина наблюдается обратная. С другой стороны, известные факты геологической истории горных областей свидетельствуют о том, что земная кора в каждый данный момент дифференцирована на большое число отдельных сравнительно мелких участков, причем процессы, происходящие в одних участках, находятся в противоречии с процессами, развивающимися одновременно в соседних районах. Индивидуальный режим тектони-

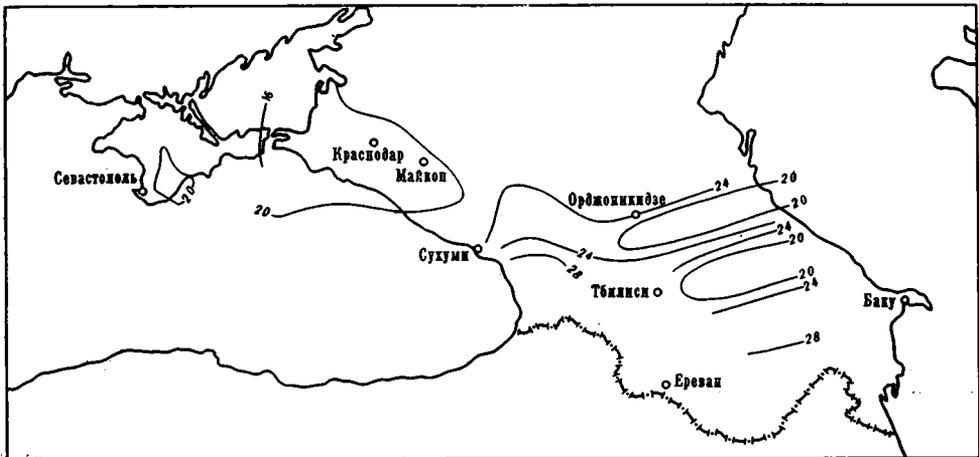


Рис. 2. Изопахиты «базальтового» слоя

ческих процессов в отдельных даже самых мелких геотектонических зонах и противоречивый характер этих процессов в соседних областях приводит к убеждению, что силы, определяющие тектоническое развитие складчатой области, приложены очень неглубоко. Рассмотренные факты достаточно определенно свидетельствуют о том, что местом приложения горообразовательных сил не может являться мантия Земли. Они находятся внутри земной коры.

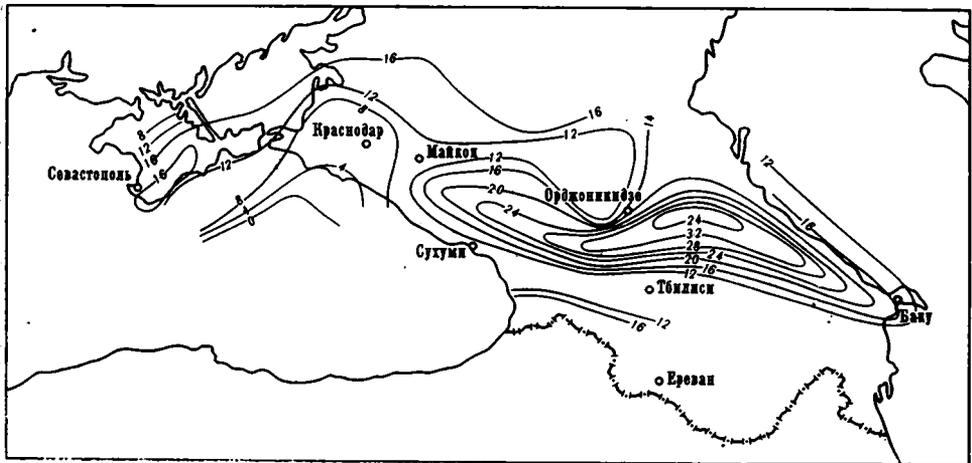


Рис. 3. Изопахиты «гранитного» слоя

Если предположить, что поднятие Кавказского антиклинория происходит в результате всплытия из глубоких частей оболочки кислого матернала, то в этих условиях неизбежно под хребтом должен скапливаться некоторый избыток легких соединений кремния и, следовательно, Кавказский хребт должен иметь корень, размеры которого значительно превосходят мощность горных пород, погруженных в субстрат при условии изостатической компенсации. В действительности, как уже отмечалось, под Кавказом наблюдается существенный недостаток легких масс, необходимых для полного изостатического равновесия. Причем подобное явление характерно не только для Кавказа и Крыма, но и для большинства молодых складчатых систем.

На изучаемой территории земная кора разделена на несколько зон. В пределах каждой зоны характер складчатости одинаков для всех структурных этажей, причем формы кавказского простириания наиболее четко выражены в верхних структурных этажах (Авдулов, 1963).

Объяснение полученным фактам можно видеть в следующем. На определенном этапе геологического развития Кавказской геосинклинали произошло значительное увеличение объема «гранитного» слоя, что в свою очередь привело к образованию складчатого сооружения.

Поскольку полученный вывод основан на большом фактическом материале и подтверждается геофизическими и геологическими данными (Белоусов, 1962; Кириллова, 1963; Сорский, 1962), он интересен и заслуживает тщательного анализа.

Литература

- Авдулов М. В. Строение земной коры по данным гравиметрии на Центральном и Западном Кавказе. Сов. геология, № 9, 1963.
- Балавадзе Б. К. Гравитационное поле и строение земной коры в Грузии. Тбилиси, Изд-во АН ГрузССР, 1957.
- Балавадзе Б. К., Шенгелая Г. Ш. Основные черты структуры земной коры Большого Кавказа по гравиметрическим данным. Докл. АН СССР, т. 136, № 6, 1961.
- Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. Госгеолтехиздат, 1962.
- Давыдова Н. И., Краснопевцева Г. В. и др. Результаты глубинного сейсмического зондирования земной коры на Кавказе. В сб. «Глубинное строение Кавказа». Изд-во «Наука», 1966.
- Кириллова И. В. Увеличение объема горных пород — одна из возможных причин тектонических деформаций. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 1, 1963.
- Непрочнов Ю. П. Глубинное строение земной коры под Черным морем по сейсмическим данным. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., т. XXXV, (4), 1960.
- Сорский А. А. О соотношении глубинного и поверхностного строения Большого Кавказа. Сов. геология, № 1, 1962.
- Субботин С. И., Соллогуб В. Б., Чекунов А. В. Строение земной коры основных геоструктурных элементов территории Украины. Докл. АН СССР, т. 153, № 2, 1963.
- Юров Ю. Г. Строение земной коры на Кавказе и изостазия. Сов. геология, № 9, 1963.

Московский государственный
университет
им. М. В. Ломоносова

Статья поступила
12 июня 1967 г.

УДК 551.241(477)

Р. Я. САМАРСКИЙ, М. В. СТОВАС, К. Ф. ТЯПКИН

О СОВРЕМЕННЫХ ГОРИЗОНТАЛЬНЫХ ДВИЖЕНИЯХ ВДОЛЬ КРИВОРОЖСКОГО ГЛУБИННОГО РАЗЛОМА

В пределах Украинского щита наблюдаются две выдержанные по направлениям системы региональных разломов. Первая система представлена разломами северо-восточного и северо-западного направлений (по терминологии Н. С. Шатского — диагональная), а вторая — разломами широтного и меридионального направлений (по терминологии Н. С. Шатского — ортогональная). Взаимные пересечения разломов внутри каждой системы образуют блоки с размерами сторон, равной двух- или четырехкратной мощности земной коры (К. Ф. Тяпкин и др., 1966). В пределах щита наблюдается ярко выраженная планетарная трещиноватость (по С. С. Шульцу, 1966).

Кроме того, здесь есть региональные разломы субмеридионального направления, не укладывающиеся в названные выше две системы и секущие образованные ими блоки. Известны три разлома этой системы: Тальновский, Криворожский и Орехово-Павлоградский (рис. 1)

Отличительной особенностью разломов диагональной системы являются активные вертикальные движения вдоль них в докембрии. Судя по гравитационным данным, амплитуда вертикальных перемещений в архее достигала нескольких километров (Распопова, Тяпкин, 1967).

Для субмеридиональных разломов характерны активные горизонтальные движения вдоль них. Наиболее изученным разломом этой системы является Криворожский, описанию горизонтальных движений вдоль которого и посвящена настоящая статья.

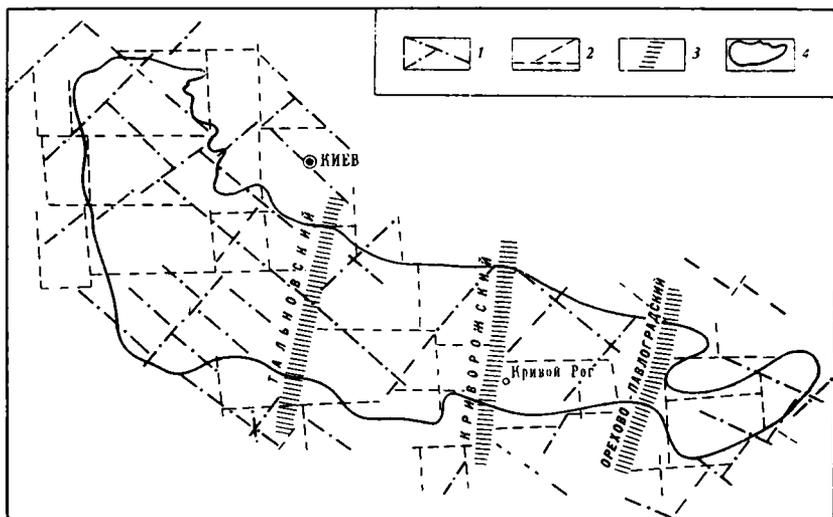


Рис. 1. Схема расположения разломов на Украинском щите (составлена К. Ф. Тяпкиным, В. Д. Харитоновым, Г. Е. Козубской, В. М. Белановым, М. Г. Распоповой)

1 — разломы диагональной системы; 2 — разломы ортогональной системы; 3 — разломы субмеридионального направления; 4 — контур открытой части щита

Впервые Криворожский разлом выделен на карте С. И. Субботина (1960). Подробное его описание можно найти в работах Я. Н. Белевцева и др. (1962) и Г. И. Каляева (1963). Большая протяженность зоны разлома (более 200 км), достаточная выдержанность по простиранию, резкая смена фаций по обе стороны разлома и ряд других признаков позволяет отнести его к глубинным, по классификации А. В. Пейве (1956). Надо полагать, что он был заложен до образования Криворожской структуры, участвовал в ее формировании и определил современный облик этой структуры.

На основании анализа пространственного положения отдельных элементов Криворожской структуры, по методике, развитой в работах наших (Буртман и др., 1963) и зарубежных исследователей (Муди, Хилл, 1956) в свое время был сделан вывод о том, что Криворожский глубинный разлом представляет собой правый латеральный сдвиг, точнее — сбросо-сдвиг, с горизонтальной амплитудой, по крайней мере, в несколько десятков километров (Тяпкин, 1965).

Этот вывод по ряду причин несколько необычен. Во-первых, потому, что представления о горизонтальных сдвигах с амплитудой в несколько десятков километров, вообще, разделяются далеко не всеми исследователями. Во-вторых, все известные сдвиги наблюдаются в более молодых образованиях. Сдвиг в пределах щита, в докембрии, насколько нам известно, фиксируется впервые.

Приведенный выше вывод, несмотря на его необычность, позволяет объяснить многие неясные вопросы тектонической структуры Криворожского бассейна и, в частности, по-новому представить историю его формирования. Вместе с тем, эти же обстоятельства требуют и более строгих обоснований этого вывода.

В качестве одного из таких обоснований могло бы служить наличие современных горизонтальных движений и их направление. Дело в том, что горизонтальные перемещения вдоль глубинных разломов, как указывал А. В. Пейве (1961), являются дифференциальными и необратимыми в течение обозримой геологической истории. Исследования современных горизонтальных движений вдоль известного разлома Сан-

Андреас в Калифорнии подтверждают справедливость этого положения и для нашей эпохи (Виттен, 1956; Аллен, 1957).

Но определение современных движений вдоль разлома возможно только в активный период его «жизни». Об активности Криворожского разлома в настоящее время достаточно четко свидетельствуют контрастные вертикальные движения в районе Криворожья.

На рис. 2 приведена выкопировка из карты современных вертикальных движений западной половины Европейской части СССР, составленной по результатам повторных

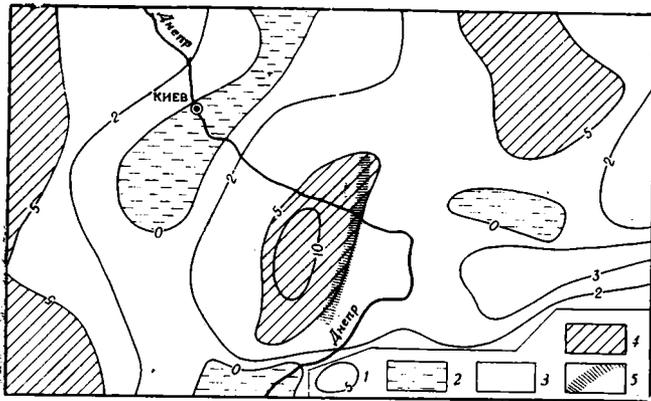


Рис. 2. Выкопировка из карты современных вертикальных движений западной половины европейской части СССР, составленной под редакцией акад. И. П. Герасимова

1—изолинии скоростей вертикальных движений, мм/год; 2—области современных опусканий; 3—области современных поднятий со скоростью от 0 до 5 мм/год; 4—области современных поднятий со скоростью более 5 мм/год; 5—зона Криворожского глубинного разлома

нивелировок под редакцией И. П. Герасимова (1961). Судя по этой карте, блок пород, расположенный к западу от Криворожского глубинного разлома, интенсивно поднимается со скоростью более 10 мм в год, в то время как к востоку от этого разлома расположены участки подъема со скоростью всего от 2 до 5 мм в год.

Контрастные вертикальные движения в районе Криворожского разлома позволяют надеяться на возможность обнаружения современных горизонтальных движений инструментальными способами. По-видимому, наиболее целесообразным способом выявления горизонтальных перемещений будет сравнение результатов повторных триангуляций, выполненных через определенный интервал времени.

Для этих целей можно воспользоваться двумя триангуляциями в районе исследований. Одна из них выполнена в 1928—1929 гг., а вторая — 21 год спустя, в 1949—1950 гг. Правда, первая из них выполнена по отдельным участкам и с несколько меньшей точностью, по сравнению со второй, но тем не менее для выявления наличия и общей картины горизонтальных перемещений вполне пригодна.

Вычисление векторов смещения триангуляционных пунктов выполнялось по способу трансформирования сетей, предложенному чешским геодезистом Ризави (1931) и развитым В. В. Даниловым (1949). На рис. 3 в масштабе приведены векторы смещения триангуляционных пунктов.

Результаты исследований позволяют сделать следующие выводы:

1. Пункты триангуляционной сети в районе Криворожского глубинного разлома испытывают горизонтальные перемещения, величина которых за двадцатилетний период превосходит вероятные ошибки их определений.

2. Намечается определенная закономерность в распределении векторов смещения триангуляционных пунктов, свидетельствующая о продолжающемся до настоящего времени правом сдвига (со сжатием) вдоль зоны Криворожского глубинного разлома. Особый интерес представляют векторы смещения пунктов вдоль самой южной (Ингулецкой) кулисы.

Несмотря на ограниченность пунктов исследования и не совсем удачное их расположение, приведенные выше данные дают общее представление о современных горизонтальных движениях на Криворожье. Важность их трудно переоценить.

Уже на данном этапе исследований они позволяют связывать историю формирования Криворожского железорудного бассейна и, в частности, его современную тектоническую структуру с горизонтальными и вертикальными движениями по разлому. Этому вопросу предполагается посвятить специальную работу.

Кроме геологических выводов, полученные результаты позволяют объяснить природу значительных напряжений, наблюдающихся в горных выработках Криворожского бассейна и, следовательно, могут быть использованы для выбора рациональных систем разработки и последующей безопасной эксплуатации железорудных месторождений.

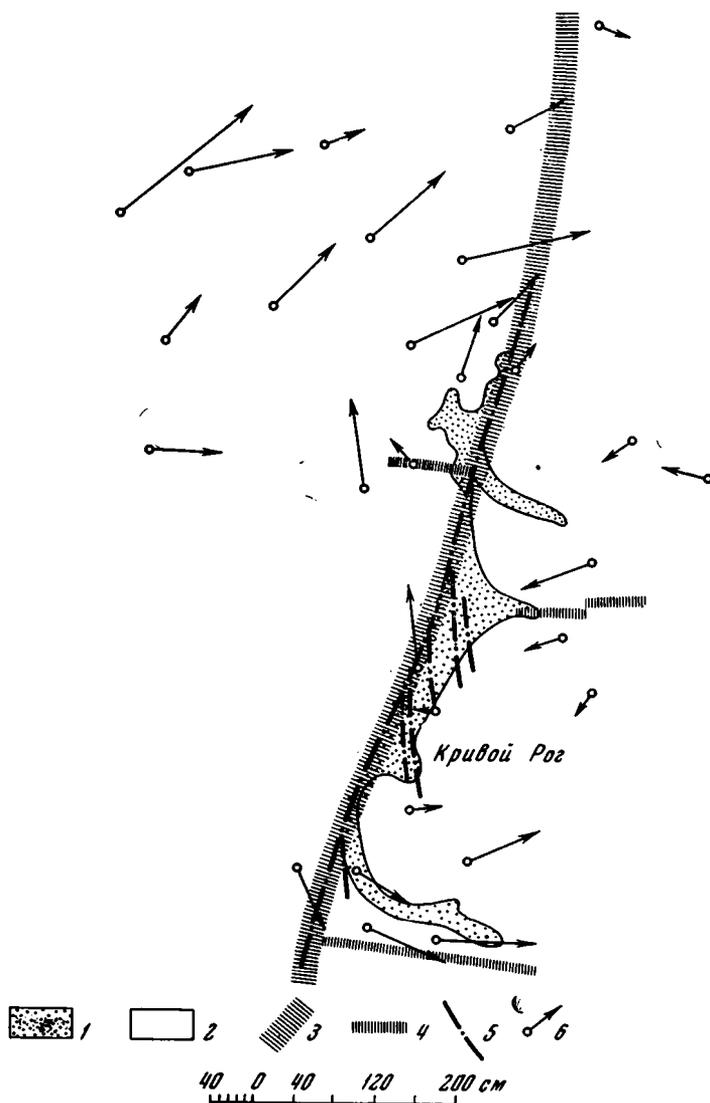


Рис. 3. Схема современных горизонтальных движений в районе Криворожья

1—породы криворожской серии и подстилающие их амфиболиты; 2—вмещающие породы; 3—зона Криворожского глубинного разлома; 4—разломы ортогональной системы Украинского щита; 5—разломы в пределах пород криворожской серии; 6—векторы смещения триангуляционных пунктов

В заключение укажем, что в настоящей статье кратко освещены результаты первого этапа исследований, целью которого, по-существу, было только установление возможности фиксирования горизонтальных смещений и их общей характеристики в районе Криворожского глубинного разлома методом повторных триангуляций. При этом использовались уже имевшиеся сети триангуляций 1928—1929 гг. и 1949—1950 гг.

В дальнейшем предполагается выполнение специальных инструментальных наблюдений с целью получения более полной и более точной картины смещения триангу-

дационных пунктов в пределах всего участка исследований за период с 1949—1950 гг. по настоящее время.

Кроме того, необходимы детальные исследования вертикальных и горизонтальных движений в пределах активной зоны Криворожского разлома с целью установления ее ширины и характера движений внутри этой зоны.

Литература

- Белевцев Я. Н. и др. Геология Криворожских железорудных месторождений. Т. 1, Изд-во АН УССР, 1962.
- Буртман В. С., Лукьянов А. В., Пейве А. В., Руженцов С. В. Горизонтальные перемещения по разломам и некоторые методы их изучения. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 80, Изд-во АН СССР, 1963.
- Данилов В. В. Методы обработки повторных геодезических измерений, проводимых в целях выявления горизонтальных деформаций земной коры. Тр. геофиз. ин-та АН СССР, сб. № 5 (132). Изд-во АН СССР, 1949.
- Каляев Г. Т. Про глибині розломи в Українській залізорудній провінції. Доп. АН УРСР, № 3, 1963.
- Мещеряков Ю. А., Синягина М. Н. Состояние знаний о современных движениях земной коры. Сб. «Современные тектонические движения земной коры и методы их изучения». Изд-во АН СССР, 1961.
- Пейве А. В. Общая характеристика, классификация и пространственное расположение глубинных разломов. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 1, 1956.
- Пейве А. В. Тектоника и магматизм. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 3, 1961.
- Распопова М. Г., Тяпкин К. Ф., Визначення відносних рівнів древнього ерозивного зрізу блоків в межах Українського щита. Доп. АН УРСР, № 2 (Б), 1967.
- Субботин С. И. Глубинная структура территории Украинской ССР по данным геофизических исследований. Докл. сов. геол. на XXI сес. Междунар. геол. конгр. Пробл. 2. Госгеолтехиздат, 1960.
- Тяпкин К. Ф. Про здвигову тектоніку в межах Криворіжжя. Доп. АН УРСР, № 1, 1965.
- Тяпкин К. Ф., Нечаев В. А., Харитонов В. Д., Беланов В. М., Козубская Г. Е., Волкова В. Ф., Гуревич Б. Л., Бабчук Ф. Г., Распопова М. Г. О тектонике Украинского щита по геолого-геофизическим данным. Геотектоника, № 2, 1966.
- Шульц С. С. О разных масштабах планетарной трещиноватости. Геотектоника, № 2, 1966.
- Allen C. R. San Andreas fault zone in San Gorgonio Pass, Southern California. Bull. Geol. Soc. America, v. 68, No. 3, 1957.
- Moody J. D., Hill M. J. Wrench-fault tectonics. Bull. Geol. Soc. America, v. 67, No. 9, 1956.
- Risavy I. Adaption du nouveau reseau trigonometrique a l'ancien. J. Geom. Exp. Fr., No. 123, 1931.
- Whitten C. A. Crustal Movement in California and Nevada. Trans. Amer. Geophys. Union, v. 37, No. 4, 1956.

Днепропетровский
горный институт

Статья поступила
30 мая 1967 г.

Редакционная коллегия:

**Р. 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. О. ПУЩАРОВСКИЙ,
В. Е. ХАИН, Ю. М. ШЕЙНМАНН, Н. А. ШТРЕЙС, А. Л. ЯНШИН**

Адрес редакции:

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

76

Технический редактор Л. М. Ковнацкая

Сдано в набор 6/1—1969 г. Т-04001 Подписано к печати 5/II—1969 г. Тираж 1750 экз.
Зак. 5508 Формат бумаги 70×108¹/₁₆. Усл. печ. л. 11,2 Бум. л. 4 Уч.-изд. листов 12,2

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

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

Центральная контора «Академкнига»

ВЫШЛА ИЗ ПЕЧАТИ КНИГА:

МЕЗОЗОЙСКИЕ МОРСКИЕ ФАУНЫ СЕВЕРА И ДАЛЬНОГО ВОСТОКА СССР И ИХ СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ. Труды Института геологии и геофизики СО АН СССР. Вып. 48. 1968. 156 стр. 1 р. 56 к.

В сборнике включены статьи о палеонтологическом обосновании детального стратиграфического расчленения отдельных отрезков разреза нижнего триаса, нижней, средней и верхней юры и нижнего мела. Приводятся описания отдельных групп фауны, имеющих важное стратиграфическое значение (аммониты, белемниты), разбираются вопросы систематики этих групп фауны. Приводятся данные о палеотемпературных определениях по рострам верхнеюрских и нижнемеловых белемнитов. Ряд статей посвящен вопросу о положении границы юрской и меловой систем в арктической и бореальной зоографических областях. Этот вопрос обсуждается на основе анализа изменений в составе отдельных групп фауны.

Сборник представляет интерес для геологов, стратиграфов и палеонтологов.

УВАЖАЕМЫЙ ТОВАРИЩ!

Если Вы хотите приобрести книги, выпущенные издательством «Наука», направляйте Ваши заказы по адресу: Москва, В-463, Мичуринский проспект, 17, магазин «КНИГА — ПОЧТОЙ» ЦЕНТРАЛЬНОЙ КОНТОРЫ «АКАДЕМКНИГА» или в ближайший магазин «АКАДЕМКНИГА».

Москва, ул. Горького, 8 (магазин № 1); ул. Вавилова, 55/5 (магазин № 2); Ленинград, Д-120, Литейный проспект, 57; Свердловск, ул. Мамна-Сибиряка, 137; Новосибирск, Красный проспект, 51; Киев, ул. Ленина, 42; Харьков, Уфимский пер., 4/6; Алма-Ата, ул. Фурманова, 91/97; Ташкент, ул. Шота Руставели, 43; ул. К. Маркса, 28; Баку, ул. Джапаридзе, 13; Уфа-55, проспект Октября, 129; Коммунистическая ул., 49; Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42; Иркутск, 33, ул. Лермонтова, 303; Душанбе, проспект Ленина, 95.

Б-232

7

Индекс
70228

Цена 1 р. 20 к.

ПЕСОЧНЫЙ ПЕР
Л 3 КВ 42
МАКАРЫЧЕВУ Г И
70228
1-12

... и в то же время ...
... и в то же время ...

ИЗДАТЕЛЬСТВО

... и в то же время ...
... и в то же время ...

